

В сборник вошли материалы, посвященные современным концепциям и новейшим методам исследований в области геоморфологии, рассмотрены вопросы региональной и прикладной геоморфологии, большое внимание уделено актуальным проблемам геоморфологии Крымского региона.



Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН
ТОМ 1

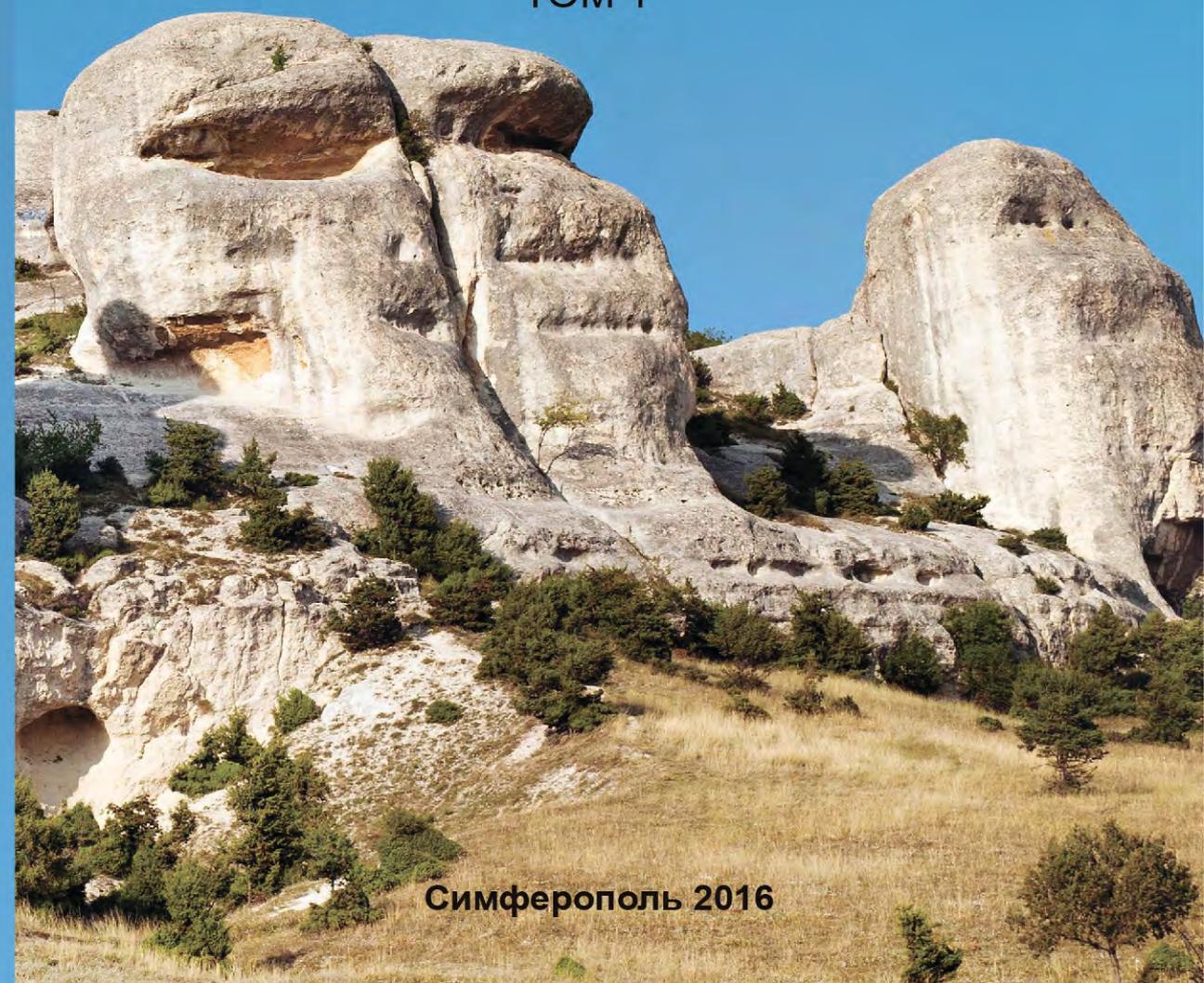
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
КРЫМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО
ТАВРИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

**Материалы XXXV Пленума
Геоморфологической комиссии РАН**

Симферополь, 3-8 октября 2016 г.

ТОМ 1



Симферополь 2016

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
КРЫМСКИЙ ФЕДЕРАЛЬНЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. В.И. ВЕРНАДСКОГО
ТАВРИЧЕСКАЯ АКАДЕМИЯ
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА ЗЕМЛЕВЕДЕНИЯ И ГЕОМОРФОЛОГИИ
УМНЦ «ИНСТИТУТ СПЕЛЕОЛОГИИ И КАРСТОЛОГИИ»

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ СОВРЕМЕННОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Материалы

XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН

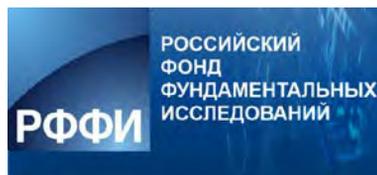
Симферополь, 3-8 октября 2016 г.

Таврическая академия

Крымский федеральный университет

им. В.И. Вернадского

ТОМ 1



Симферополь – 2016

УДК 551.4

Сборник выпущен при финансовой поддержке РФФИ, проект № 16-05-20635

Теория и методы современной геоморфологии: Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН, Симферополь, 3-8 октября 2016 г. / Отв. ред. Кладовщикова М.Е., Токарев С.В. – Симферополь, 2016. – Том 1. – 420 с.

В сборник XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН вошли материалы, посвященные современным концепциям и новейшим методам исследований в области геоморфологии, рассмотрены проблемы региональной и прикладной геоморфологии, большое внимание уделено актуальным проблемам геоморфологии Крымского региона.

Theory and Methods of Modern Geomorphology: Proceedings of XXXV Plenary Meeting of RAS Geomorphological Committee, Simferopol, 3-8 October 2016 / Ex. Ed. M.E. Kladovschikova, S.V. Tokarev. – Simferopol, 2016. – Vol. 1. – 420 p.

Present body of articles of RAS Geomorphological Committee XXXV Plenary Meeting includes papers on modern conceptions and newest research methods, considering issues of regional and applied geomorphology, with emphasis on actual geomorphological problems of the Crimea.

Организационный комитет XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН:

Председатели Программного комитета: проф., д.г.н. *Воронин И.Н.*, член-корр. РАН, проф., д.г.н. *Соломина О.Н.*

Председатели Организационного комитета: проф., д.г.н. *Вахрушев Б.А.*, проф., д.г.н. *Чичагов В.П.*

Члены Оргкомитета: к.г.н. *Амеличев Г.Н.*, д.г.н. *Баженова О.И.*, д.г.н. *Болысов С.И.*, д.г.н. *Бредихин А.В.*, д.г.н. *Буланов С.А.*, д.г.н. *Игнатов Е.И.*, д.г.н. *Пасынков А.А.*, д.г.н. *Поздняков А.В.*, д.г.н. *Рыжов Ю.В.*, д.г.н. *Свиточ А.А.*, д.г.н. *Симонов Ю.Г.*, д.г.н. *Чумаченко А.Н.*, к.г.н. *Шварев С.В.*

Ученые секретари: к.г.н. *Кладовщикова М.Е.*, *Токарев С.В.*

Компьютерная верстка и оформление: *Амеличев Е.Г.*

Фото на обложке – Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В.

Электронная версия сборника материалов доступна на <http://www.geomorph.cfuv.ru/>

© Коллектив авторов, 2016

© Геоморфологическая Комиссия РАН, 2016

© Кафедра землеведения и геоморфологии Таврической академии Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского, 2016

**ГЛАВА 1
ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ**

**ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАЗЫ ЦИКЛОВ ЭКЗОГЕННОГО
РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ**

Баженова О.И.

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия,
bazhenova@irigs.irk.ru

DYNAMIC PHASES OF THE EXOGENOUS MORPHOGENESIS CYCLES

Bazhenova O. I.

V.B. Sochava Institute of Geography, Irkutsk, Russia, bazhenova@irigs.irk.ru

Впервые динамические фазы экзогенного рельефообразования описал В. В. Ламакин [1], который в зависимости от направленности экзогенных процессов выделил «три состояния земной поверхности: состояние срезывания, которое влечет за собой снижение и углубление соответствующих участков, состояние наращивания кверху и состояние равновесия» [1, с. 154]. Эти состояния он и назвал динамическими фазами земной поверхности. Мы используем это понятие для обозначения частей циклов рельефообразования, следующих друг за другом в определенном порядке и различающихся между собой дальним или ближним транспортом вещества, уровнем интенсивности и структурой процессов, т.е. характеризующихся тем или иным набором состояний геоморфологических систем [2]. Смена таких состояний носит упорядоченный циклический характер и является неотъемлемой структурной особенностью систем. Следует подчеркнуть, что речь идет об изменении во времени целостного состояния системы, а не отдельных процессов и явлений [3]. Структура динамических фаз дает представление о временном инварианте морфодинамической системы, свойственном тому или иному морфоклиматическому району.

В связи с тем, что ритмичность – одно из наиболее ярких и широко распространенных явлений, присущих ландшафтной оболочке [4], изучение динамических фаз необходимо при рассмотрении временной организованности геоморфологических систем разных типов и иерархических уровней. Оно относится к одной из важных и сложных фундаментальных проблем геоморфологии, решение которой позволит подойти к геоморфологическому прогнозу [2]. При этом для получения необходимой информации о качественных и количественных параметрах состояний систем, их длительности, последовательности смены состояний, направленности и интенсивности преобразования рельефа, требуется особое комплексное исследование, сочетающее многолетние наблюдения за текущей динамикой рельефа на географических стационарах с анализом вре-

менных рядов и использованием материалов палеогеографических реконструкций и привлечением ГИС-технологий.

Такие исследования проводятся в пределах субаридных предгорных равнин юга Сибири на базе стационаров Института географии СО РАН. Они показали, что динамические фазы экзогенного рельефообразования повторяются в геоморфологических циклах различного иерархического уровня, начиная от коротких внутривековых 11, 27-35 летних до циклов продолжительностью 1850 лет (циклы Шнитникова) и даже 30-35 тыс. летних. Геоморфологические циклы связаны с малыми и большими ритмами климатических колебаний. Важно отметить, что внутренняя структура циклов любого ранга одинакова – смена динамических фаз идет в определенном порядке. Установленные неоднократные смены одного процесса другим, причем смена происходит в одном и том же порядке, по мнению Д.А. Тимофеева [5] есть суть проявления симметрии в экзогенном морфогенезе во времени. При этом, каждому морфоклиматическому району свойственно свое особое соотношение динамических фаз – свой временной код развития рельефа, позволяющий давать прогноз динамики и эволюции рельефа.

Детально временная упорядоченность рельефообразования изучена на примере Минусинских котлови [6, 7]. Так, в Назаровской лесостепи на самом низшем иерархическом уровне в структуре денудации выделяются внутригодовые циклы. При этом в течение года на поверхности склонов наблюдается последовательная смена процессов делювиального сноса и эоловой аккумуляции мелкозема. На следующем иерархическом уровне выделяются 3-5 летние циклы денудации, четко связанные с климатическими колебаниями (рис.). В теплые аномально сухие (1989) и умеренно сухие (1985, 1988, 1994) годы процессы сносы 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. С 50-80 летней периодичностью происходит как крупное поступление эолового вещества, так и со сдвигом на фазу экстремальный флювиальный вынос из литосборных бассейнов. С данными перемещениями связаны перестройка русловых форм в днищах долин малых рек, рост оврагов, заметные изменения микрорельефа междуречий и склонов. В общем виде современный денудационный цикл в Назаровской лесостепи включает экстремальную семиаридную фазу накопления эолового материала на орографических барьерах, зональную семигумидную фазу перераспределения вещества склоновыми процессами и экстремальную гумидную фазу флювиального выноса вещества из литосборных бассейнов (см. рисунок). Во время первой фазы рельеф приобретает мягкие округлые формы, во вторую – происходит выполаживание склонов и в третью – эрозионное расчленение поверхности. Продолжительность первой фазы составляет примерно 20 %, второй – 72 и третьей – около 8 % от времени денудационного цикла.

Установленная стационарными исследованиями смена динамических фаз четко проявляется и в строении верхнечетвертичных лессовых толщ Куртакского опорного разреза [8], которые представляют собой итог многократного повторения в течение четвертичного периода комплекса процессов: 1) выветривание исходных пород; 2) эоловый перенос частиц с соответствующей сортировкой и максимальной разгрузкой на орографических барьерах; 3) дальнейшее переотложение алевритового материала делювиальным, значительно реже солифлюкционным процессом, а иногда и ветровой деятельностью; 4) определенные сингенетические и эпигенетические преобразования осадков. И в настоящее время наблюдается такой же механизм и такая же последовательность в перемещении и преобразовании вещества в рамках элементарных (малых) геоморфологических циклов, показывающие, что экзогенное рельефообразование на протяжении верхнего плейстоцена не претерпело существенных изменений.

В Даурской степи внутривековой цикл функционирования систем детально рассмотрен на примере бессточных озерных бассейнов [9]. В пределах цикла отмечается продолжительный период (зональная фаза), когда все элементы системы характеризуются автономным развитием. В это время происходит интеграция вещества, его подготовка к последующему выносу. Подготовленный к движению материал доставляется и накапливается на отдельных участках (делювиальных шлейфах, наледных полянах, береговых валах и др.), с которых в последующие экстремальные фазы происходит залповый вынос вещества. При этом наблюдается упорядоченное во времени чередование максимального воздействия процессов на верхние (дефляция) и нижние (эрозия временных водотоков) ярусы рельефа. В результате в системе сохраняется динамическое равновесие. Преобразование (дефляционное выравнивание) верхних ярусов происходит во время экстремальной аридной фазы, а расчленение днищ падей и формирование конусов выноса в озерной котловине свойственно перигляциальной фазе. В целом вещество и энергия передаются от одного элемента системы к другому в форме пульсаций. Эти постоянные пульсации и составляют суть иерархически организованного механизма рельефообразования. Механизм сочетает в себе черты аридного и перигляциального рельефообразования в условиях непосредственного соседства криогенной и аридной морфоклиматических зон. Вместе с тем он отличается устойчивостью, так как установлен не только современными многолетними наблюдениями, но обнаруживается в строении опорных разрезов озерных, аллювиальных, эоловых и пролювиальных голоценовых отложений. Особенно четко по времени формирования палеопочв в эоловых отложениях в бореальный и атлантический периоды голоцена выделяются 2000 летние циклы. В суббореальный период смена условий рельефообразования отмечается в озерных отложениях каждые 500 лет, а флювиальные отложения субатлантического периода фиксируют внутривековые циклы продолжительностью 20-40 лет.

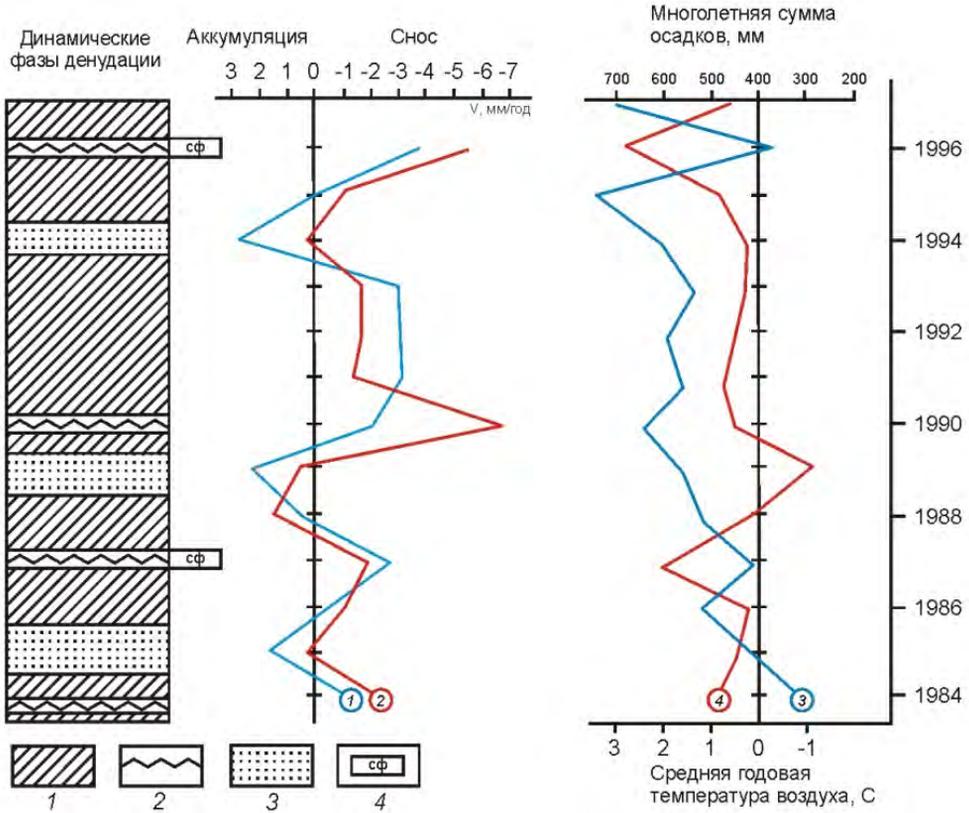


Рис. 1. Динамические фазы денудации в Назаровской лесостепи: 1 – зональная семигумидная, 2 – экстремальная гумидная, 3 – экстремальная семиаридная. 4 - проявления солифлюкции.

Многолетняя динамика перемещения вещества на поверхности степных денудационных склонов горы Малый Сюень (1) и долины р. Берешь (2) на фоне колебаний тепла (3) и влаги (4) в Назаровской лесостепи

Литература

1. Ламакин В. В. Динамические фазы речных долин и аллювиальных отложений // Землеведение. 1948. Т. 2 (42). С. 154–187.
2. Симонов Ю. Г. Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. СПб: Питер, 2005. 426 с.
3. Грин А. М. Временная организованность геосистем // Геосистемный мониторинг. Строение и функционирование геосистем. М., 1986. С. 7–18.
4. Шнитников А. В. Природные явления и их ритмическая изменчивость // Чтения памяти Л.С. Берга. Л., 1968. С. 3–16.
5. Тимофеев Д.А. Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии. Избранные труды. М.: Медиа-ПРЕСС, 2011. 528 с.
6. Баженова О. И. Структура денудационных циклов в лесостепях Средней Сибири //

География и природ. ресурсы. 2008. № 4. С. 7–17.

7. Баженова О.И., Тюменцева Е.М. Структура современной денудации в степях Минусинской котловины // География и природные ресурсы. 2010. № 4. С. 86-94.

8. Дроздов Н. И., Чеха В. П., Хазартс П. Геоморфология и четвертичные отложения Куртаковского георхеологического района (Северо-Минусинская впадина). Красноярск, 2005. 112 с.

9. Баженова О.И., Кобылкин Д.В. Динамические фазы внутривековых циклов рельефообразования бессточных озерных бассейнов Даурии // География и природные ресурсы. 2014. № 3. С. 113-123.

СИБИРСКАЯ ШКОЛА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Баженова¹ О.И., Снытко¹ В.А., Тюменцева² Е.М.

¹Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия,
bazhenova@irigs.irk.ru; vsnytko@yandex.ru

²Иркутский государственный университет, Педагогический институт,
Иркутск, Россия, tumencev@irk.ru

SIBERIAN SCHOOL OF EXPERIMENTAL GEOMORPHOLOGY

Bazhenova¹ O.I., Snytko¹ V.A., Tyumentseva² E.M.

¹V.B. Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

²East-Siberian State Academy of Education, Irkutsk, Russia

Полевые экспериментальные исследования динамики рельефа в Сибири имеют длительную историю. Они были частью комплексных физико-географических работ, выполнявшихся с 1958 г. по единой методике на стационарах Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН несколькими поколениями исследователей под руководством профессора Л.Н. Ивановского [1-2]. Была создана целая сеть стационаров, составляющих единую систему в пространстве климатических параметров. У истоков этих работ в юго-восточном Забайкалье стояли В.П. Чичагов, Э.В. Фриш и З.А. Титова, в Приангарской тайге В.А. Войлошников, в долине Иртыша И.Б. Петров, в Южно-Минусинской котловине И.Н. Рашба и Р.И. Салюкова, в Назаровской котловине О.И. Баженова. Большой вклад в экспериментальные геоморфологические исследования института внесли Е.М. Тюменцева, Э.П. Кейда, В.Б. Выркин, Ю.В. Рыжов, А. Г. Алешин, В.М. Плюснин, Д.Д. Перевозников, С.А. Макаров, Е. В. Небесная, Н.И. Чернышев. С их участием количество пунктов наблюдений была расширено. Полевые геоморфологические эксперименты выполнялись и в других учреждениях Сибири. Среди них следует отметить работы Института мерзлотоведения СО РАН, Ин-

ститута земной коры СО РАН, Томского, Красноярского и Бурятского университетов. Наблюдения велись за скоростью выветривания горных пород, медленным массовым смещением склонового чехла, ходом русловых, криогенных, эоловых, делювиальных процессов, обвалами, оползнями, селями и овражной эрозией в различных природных условиях.

За более чем полувековой период стационарных и полустационарных исследований получена уникальная база данных по современной динамике рельефа, которая не имеет аналогов в мире, как по продолжительности временных рядов, так и по пространственному охвату территории исследования. Она позволяет совершенствовать наши представления в целом о закономерностях экзогенного рельефообразования и региональных особенностях его проявления в условиях юга Сибири. Эти материалы, содержащие сведения о факторах, механизмах и интенсивности процессов, еще многие годы будут востребованы при решении различных геоморфологических задач. Остановимся на некоторых, на наш взгляд, наиболее перспективных направлениях исследований с их применением, в которых в настоящее время получены геоморфологически значимые результаты.

Большое значение имеют данные стационарных наблюдений для целей геоморфологического картографирования. Они необходимы при составлении карт геоморфодинамики, на которых отображается не только механизм, но и интенсивность преобразования форм рельефа. Экстраполяция стационарных данных на территорию затруднительна. Проще получать количественную информацию расчетным путем, опираясь на теоретические или эмпирические модели процессов, предварительно проверив возможность их применения на опорных полигонах, обеспеченных измеренными значениями объемов перемещаемого вещества. С помощью такой методики была составлены карты геоморфодинамики центральной части Назаровской котловины, бассейна оз. Хара-Нур и других опорных бассейнов Даурии. Хорошая корреляция измеренных и расчетных скоростей склонового смыва и эоловой миграции вещества позволила, используя Универсальное уравнение потерь почв от ливневого смыва, а также зависимость Уилсона С.Д. и Кука Р.У. составить серию среднemasштабных карт эрозионной и дефляционной опасности земель на основные сельскохозяйственные районы юга Сибири. Перспективно использование результатов стационарных наблюдений при картографировании эоловых процессов, такая карта составлена на бассейн пади Крементуй.

Количественные данные об интенсивности процессов открывают возможности для широкого использования балансового метода при выяснении направленности изменения рельефа земной поверхности. Определение баланса перемещаемого вещества широко проводилось при изучении склоновых процессов. На региональном уровне такой подход также успешно использовал Б.П. Агафонов, организовавший сеть пунктов стационарных наблюдений за сносом продуктов выветривания в котловину озера Байкал. Им впервые получены данные об объемах рыхлого материала поставляемого в Байкал абразией, крипом, плос-

костным смывом, селями, оползнями и обвалами, что позволило Б.П. Агафонову создать количественную модель нисходящего литопотока в Байкальскую котловину.

Особую ценность представляют многолетние ряды стационарных наблюдений для познания временной организованности геоморфологических систем. Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН имеет все необходимые предпосылки для развития данного направления географических исследований. Суть этих работ заключается в выделении динамических фаз экзогенного рельефообразования, которые повторяются в геоморфологических циклах различного иерархического уровня. Получены количественные параметры динамических фаз, созданы картографические модели функционирования денудационных систем. Структура динамических фаз дает представление о временном инварианте систем и позволяет расширить интервал исследования на голоцен и позднеледниковье. При этом перспективными объектами выступают малые речные и озерные бассейны, в которых лучше сохраняется интегральная информация о развитии событий в голоцене.

Разветвленная сеть пунктов стационарных наблюдений дает возможность использовать их результаты для изучения пространственной организации систем экзогенного рельефообразования (ЭР) на юге Сибири. Климато-геоморфологический анализ данных о механизме, интенсивности проявления и особенностям взаимодействия процессов друг с другом показал, что помимо широтной зональности и вертикальной поясности на обширной территории юга Сибири проявляются и другие формы пространственной упорядоченности экзогенного рельефообразования. К ним следует отнести коррелирующие ряды систем ЭР, приуроченные к поясу островных степей и лесостепей Сибири. Здесь с северо-запада на юго-восток территории вдоль векторов изменения аридности и континентальности климата последовательно меняется структура систем и режим их поведения.

Модели современного функционирования денудационных систем представлены на рисунке. Они получены для начала, средней части и конца анализируемого пространственного ряда и охватывают все возможное разнообразие динамических фаз денудации и морфоклиматических обстановок рельефообразования в островных степях. Вместе они составляют единую эргодическую систему внутриконтинентального экзогенного рельефообразования юга Сибири, представляющую инструмент для палеореконструкций динамики рельефа и прогнозных оценок геоморфологических процессов.

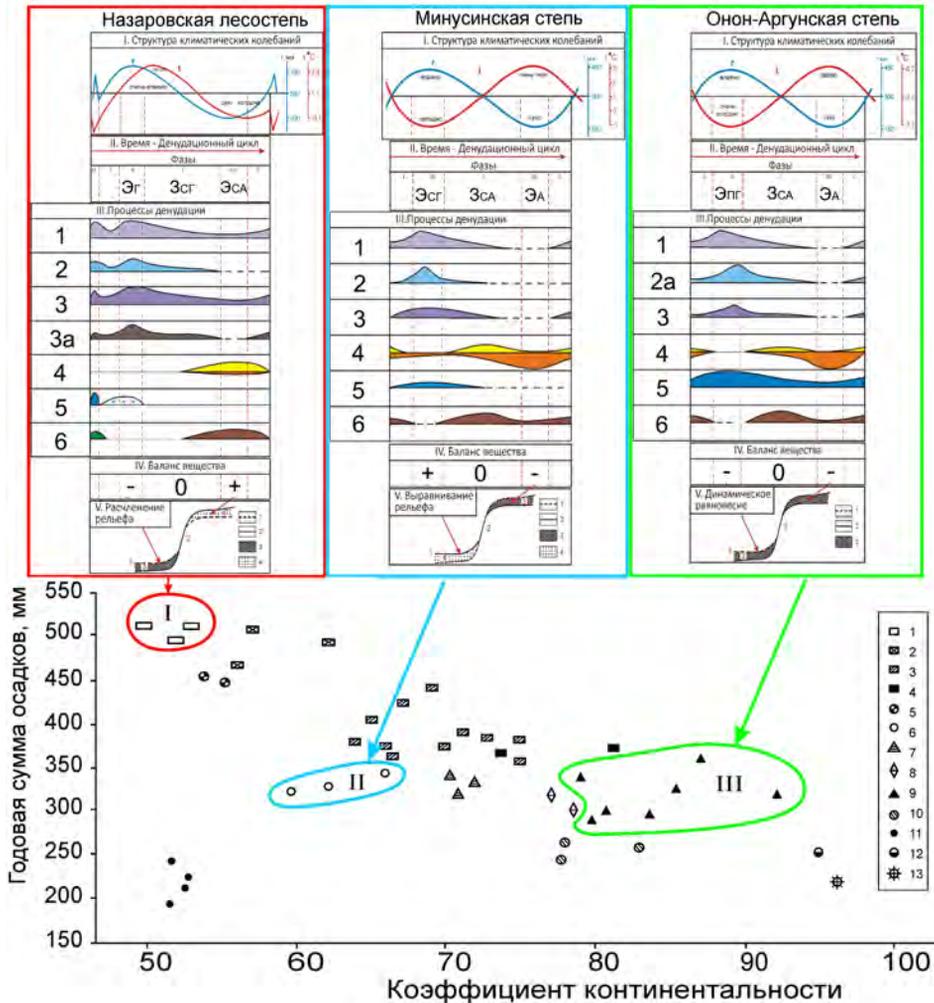


Рис. Региональный ряд корреспондирующих денудационных систем островных степей Сибири в пространстве климатических параметров.

Модели функционирования денудационных систем: I – Структура колебаний тепла (t) и влаги (r). II – Динамические фазы денудации (Эг – экстремальная гумидная, Эса – экстремальная семиаридная, Эсг – экстремальная семигумидная, Эа – экстремальная аридная, Эпг – экстремальная периглягиальная, Зсг – зональная семигумидная, Зса – зональная семиаридная). III – Процессы денудации: 1 – флювиальные и делювиальные, 2 – нивация, 2а – наледообразование, 3 – крип, 3а – суффозия, 4 – золотые (желтый – золотая аккумуляция, оранжевый – дефляция), 5 – криогенные, 6 – биогенные. IV – Баланс вещества. V – Преобразование рельефа за предыдущий (1) и последующий (2) циклы. 3 – снос, 4 – аккумуляция.

Районы: 1 – Назаровский, 2 – Красноярско-Канский, 3 – Ангаро-Ленский, 4 – Селенгинский, 5 – Койбальский, 6 – Минусинский, 7 – Баргузинский, 8 – Селенгинско-Хилокский, 9 – Онон-Аргунский, 10 – Удинский, 11 – Приольхонский, 12 – Кызылский, 13 – Убсунурский. I-III – районы детальных исследований

Результаты полевых экспериментальных исследований позволили установить особый триггерный механизм денудации субаридных предгорных равнин юга Сибири. Суть его заключается в интенсивном выносе продуктов выветривания из горной страны в результате сложного пространственно-временного чередования флювиальных и эоловых процессов. При этом флювиальные потоки вещества носят центробежный характер, а эоловые вовлечены в единый круговорот вещества, закрученный по часовой стрелке и перемещаемый эоловый мелкозем с юго-запада на северо-восток, далее на восток и юго-восток вдоль северных субаридных предгорий горного пояса Южной Сибири.

В заключение еще раз отметим, что полевые эксперименты в сочетании с другими современными методами исследования позволяют решать многие сложные геоморфологические задачи.

Литература

1. Ивановский Л.Н., Титова З.А. Основные результаты изучения современных экзогенных процессов на стационарах Института географии Сибири и Дальнего Востока СО АН СССР // Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР. М.: Наука, 1986. С. 136-149.

2. Баженова О.И., Плюснин В.М., Снытко В.А. Реализация программы стационарных географических исследований в Сибири (к 50-летию выхода монографии «Алкучанский Говин») // География и природные ресурсы. 2014. № 4. С. 5-12.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОБОСНОВАНИЯ ВЫДЕЛЕНИЯ РЕЛЬЕФА ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ¹

Барышников Г.Я.

Алтайский государственный университет, Географический факультет, Барнаул,
Россия, bgj@geo.asu.ru

THEORETICAL GROUNDING OF THE MOUNTAIN SYSTEM TRANSITION ZONES RELIEF ALLOCATION¹

Baryshnikov G.Y.

Altai State University, Faculty of Geography, Barnaul, Russia, bgj@geo.asu.ru

Среди крупных элементов рельефа на суши принято выделять континенты, материки, горы, возвышенности, равнины, низменности и другие более мелкие формы. На протяжении многих лет, изучая горные сооружения мира, мы пришли к выводу о том, что закономерности развития рельефа гор в значительной

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-РГО 13-05-41070

степени отличаются от таковых на прилегающих к ним равнинах или низменностях. В первом случае, за счет тектонических движений положительного знака, преобладают процессы разрушения горного массива, во втором, наблюдается аккумуляция сносимого с гор рыхлого обломочного материала. В тоже время было замечено, что на стыке этих двух крупных морфоструктурных элементов выделяются участки, которые несут в себе следы, как горного рельефообразования, так и механизма формирования рельефа предгорий. Такие участки мы назвали «рельефом переходных зон» или «рельефом зоны компенсации».

Переходные зоны или зоны компенсации – это участки земной поверхности, расположенные между активно развивающимися горными сооружениями и испытывающими погружение предорогненными впадинами, с минимальным проявлением неотектонических движений как положительного, так и отрицательного знаков с характерным для данной зоны рельефом низкогорий [1, 2]. При этом во внимание принимается не компенсация тектонических процессов отрицательного знака, накоплением мощных рыхлых толщ во впадинах, либо воздыманием горной страны с усилением экзогенных процессов приводящих к срезанию гор, а компенсация разнонаправленных движений земной коры, которые приходятся на зону сочленения блоков этой коры и занимают определенное пространство по площади. Переходная зона, поскольку она является буферной относительно платформенных равнин, входит составной частью в периороген, в понимании А.Г. Золотарева [3, 4].

Целесообразность выделения переходной зоны обуславливается также и тем, что в ней происходит нивелирование разнонаправленных тектонических движений, что в значительной степени определяет характер развития рельефа. С другой стороны, именно в ней возможно сохранение следов развития рельефа, характерных как для орогенных, так и для платформенных областей, поскольку этот район более консервативен в своем преобразовании.

Очень часто исследователям, занимающихся изучением рельефа равнинных территорий, не удается уловить связей с процессами, происходящими в горах и наоборот. В этом случае переходная зона, как самостоятельное геоморфологическое подразделение, позволяет, сосредоточив внимание на районе со своеобразным механизмом развития рельефа, найти ключ к пониманию и увязать процессы рельефообразования, происходящие как в горах, так и на равнине.

Своеобразие данной зоны подчеркивается и тем, что замедление скоростей денудации склонов, по сравнению с высокогорным рельефом, способствует препарировке рельефа за счет селективной денудации, при этом формируются характерные только для этой зоны купольные и кольцевые морфоструктуры второго порядка. В этой зоне возможно сохранение коры выветривания под небольшим слоем покровных и присклоновых рыхлых осадков, а также отражение в рельефе поверхностей выравнивания. Кроме того, здесь допустимо формирование коры выветривания, возраст которой может быть моложе главной, мелпалеогеновой, эпохи корообразования. Имеются существенные различия в оро-

графии и в характере развития гидросети. Своеобразие климата обуславливает формирование специфических для этой зоны физико-географических условий.

Впервые рельеф переходных зон был выделен нами в Горном Алтае [1]. Здесь ширина зоны не постоянна и изменяется от 50 до 150 км. Ее внешняя граница определяется выходом на дневную поверхность коренных пород фундамента, а внутренняя – абсолютной высотой 1000 м над уровнем моря, иногда до 1200 м. Детальное изучение этого феномена позволило нам предложить модель формирования поверхностей выравнивания и развитие связанных с ними коры выветривания олигоцен-миоценового возраста, что было подтверждено в других горных сооружениях России.

При выделении морфоструктур купольного либо кольцевого типов должны использоваться четко определенные признаки. Это, прежде всего, обязательное присутствие в фундаменте пород магматического комплекса и зон приконтактных изменений, связанных с образованием скарноидов или ороговикованием вмещающих горных пород и т.п. Специфическая конфигурация этих морфоструктур подчеркивается своеобразным рисунком гидросети. В пределах распространения купольных морфоструктур рисунок гидросети центробежный, а в пределах кольцевых – центростремительный. Первые располагаются по оси симметрии переходной зоны, вторые ближе к ее внутренней границе, что объясняется увеличением знака тектонической активности.

При этих условиях вслед за Е.А. Мининой и Б.А. Борисовым [5], мы считаем [6], что важнейшей предпосылкой для образования и пространственного положения кольцевых и купольных морфоструктур, служит небольшая скорость тектонических движений, поскольку лишь тогда проявляются процессы селективной денудации. Они определяют площадное их распространение и расположение в переходной зоне между погружающимися предгорными прогибами и воздымающимися центральными частями гор.

Прикладное значение изучения рельефа переходных зон проявляется, прежде всего, в возможности выявления условий сохранения и переформирования месторождений полезных ископаемых. Отличительной чертой этих условий является то, что в ней отмечается сочетание особенностей образования и эволюции месторождений, характерных как для стабильных областей, так и для орогенных. Если обратиться к истории разведки и эксплуатации россыпных месторождений полезных ископаемых на Алтае, то не трудно заметить, что все они или практически все приходятся именно на переходную зону.

Практически все известные россыпи золота Северо-Востока России пространственно привязаны к переходным зонам [2]. Достаточно обозначить известные месторождения Дегунья и Дегдеканское в верховьях рр. Колыма, Зорька в среднем течении р. Индигирка. Аналогичная закономерность прослеживается и в Патомском нагорье – россыпи Молвинские, Имняхские, Бодайбинские и др. В переходной зоне хр. Сихотэ-Алинь также известно коренное месторождение золота – Иманское. Месторождение россыпного золота имеется и в отро-

гах Станового хребта. В Забайкалье известны россыпи и коренные источники золота, приуроченные к переходной зоне – Ключевское и Дарасунское и т.д.

Таким образом, анализ пространственного положения золотороссыпных и золоторудных месторождений в Европе, Азии, Африке, Северной и Южной Америках, а также в Австралии показывает, что все они или почти все связаны с переходными зонами. Это позволяет рассматривать предложенный нами подход с выделением переходных зон правомерным и поможет практикам более целенаправленно выбирать районы поиска новых месторождений.

Не разбирая условия формирования россыпных месторождений других видов полезных ископаемых отметим, что известные россыпи алмазов на суши материков также подчиняются выявленным закономерностям. Это в равной степени относится и к другим минералам, встречаемым в россыпях.

Вторым по важности прикладным значением изучения переходных зон является возможность установления закономерностей распространения палеолитических памятников и выяснение связей происхождения и развития человека с рельефом [7, 8]. Нами впервые выдвинута гипотеза о локализации мест происхождения и развития человека с низкогорным рельефом, доказана приуроченность палеолитических памятников Европы, Азии, Африки, Северной и Южной Америк, к такому рельефу [2]. Переходная зона, с ее заданными абсолютными высотами над уровнем моря, наиболее благоприятная высотно-экологическая ниша для жизнедеятельности человека.

Литература

1. Барышников Г.Я. Развитие рельефа переходных зон горных стран в кайнозой (на примере Горного Алтая). Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1992. 182 с.
2. Барышников Г.Я. Рельеф переходных зон горных стран. Барнаул: Изд-во АлтГУ, 2012. 499 с.
3. Золотарев А.Г. Переходный рельеф между орогенными и равнинно-платформенными областями // Геоморфология. 1976. № 2. С. 26-35.
4. Золотарев А.Г. Периорогенные территории Советского Союза // Геоморфология, 1989. № 2. С. 26-36.
5. Минина Е.А., Борисов Б.А. Кольцевые и купольные морфоструктуры (на примере Алтае-Саянской горной области) / Структурная геоморфология горных стран. М., 1975. С. 47-51.
6. Барышников Г.Я. Купольные и кольцевые морфоструктуры Алтая / Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края: тез. докл. науч.-техн. конф. Барнаул, 1982. С. 65-68.
7. Барышников Г.Я., Киселев В.Д. Закономерности распространения палеолитических памятников на азиатском континенте: связь происхождения и развития человека с рельефом // Известия СО РАН. Сер.: История, филол. и филос. Новосибирск, 1993. № 3. С. 40-45.
8. Барышников Г.Я., Малолетко А.М. Археологические памятники Алтая глазами геологов. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1998. Ч. 2. 279 с.

ТИПОЛОГИЯ ЭОЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЕОСФЕРЫ И ЛАНДШАФТЫ

Бельгибаев М.Е.

Государственный университет им. Шакарима, Семей, Казахстан,
belgibaev-m@mail.ru

TYOPOLOGY OF AEOLIAN PROCESSES AND THEIR INFLUENCE ON GEOSPHERE AND LANDSCAPES

Belgibaev M.E.

Shakarim State University of Semey, Kazakhstan, belgibaev-m@mail.ru

В аридной и семиаридной зонах наиболее распространенными являются потоки водных растворов солей и эоловые потоки песка, пыли, солей и аэрозоля в приземном слое и атмосфере. Концепция потоков создана трудами В. И. Вернадского, Б.Б. Полынова, В.А. Ковды, М.А Глазовской, А.И. Перельмана, Б.А. Федоровича, М.П. Петрова, В.П. Чичагова и других ученых. По сравнению с водными потоками эоловые потоки имеют большой фронт распространения в ширину, в длину и в высоту.

Влияние эоловых процессов на компоненты ландшафта и природные процессы в биосфере в целом гораздо сложнее и многообразнее, чем влияние водной эрозии. Это связано с огромными масштабами площади контакта эоловых потоков с суши, акваторией и атмосферы. Еще не до конца известны происходящие при этом процессы рассеивания и нахождения во времени в атмосфере пыли, аэрозоля, возможные биогеохимические процессы в атмосфере, в морях и океанах, и качественные изменения выпадающих из атмосферы эоловых осадков. Американские ученые отметили выпадение с пылью и аэрозолями патогенных микроорганизмов, распространяющих болезни. Имеется в виду малоизученный аспект эолологии, биогеохимическая деятельность эоловых осадков в различных геосферах, зонах и ландшафтах.

На основании личных многолетних исследований Северного и Центрального Казахстана, Приаралья и Южного Прибалхашья, обобщения литературных данных, автор предлагает новое научное направление в физической географии и геоморфологии – эолология. **Эолология** изучает причины и закономерности проявления эоловых процессов – отрыва, транспортировки и аккумуляции мелкозема почв, песка, пыли, частиц солей, природного и антропогенного происхождения и состава литосферы, их влияние на гидросферу, экосистемы, ландшафты и их компоненты, снижение до минимума влияния эоловых процессов на условия жизни населения и народное хозяйство, методы охраны почв и грунтов [1]. Эоловые процессы и эолология имеют непосредственное отношение к проблеме геоглобалистики, к деградации и опустыниванию

территории [2]. Американские геологи Алиссон А. и Палмер Д. относят работу ветра на поверхности Земли к геологическим факторам [3].

Эоловые процессы наряду с пастбищной дигрессией, являются одним из ведущих факторов опустынивания территории, особенно в аридной и семиаридной зонах. В Программе ООН по окружающей среде (ЮНЕП) опустынивание называется «одной из самых серьезных мировых проблем окружающей среды». В Казахстане 66% территории подвержено процессам опустынивания в различной степени [4].

Автором предлагается типология эоловых процессов и потоков по составу, дальности переноса и седиментации субаэрального материала в глобальном масштабе. Она дает представление о соотношении естественных и антропогенно-обусловленных эоловых потоков, их аккумуляции, о масштабах и характере распространения эоловых процессов в различных геосферах и ландшафтах (таб. 1)

Сравнение естественных эоловых процессов и антропогенно-обусловленных показывает, что вторые по своим негативным последствиям во много раз превосходят естественные (природные) эоловые процессы по интенсивности и площади распространения. Подобные интенсивные экзогенные процессы негативно влияют на ландшафтную оболочку в различных регионах планеты. Наибольшие площади деградации и опустынивания ландшафтов и почв отмечаются в степной и полупустынной зонах, реже в лесостепной зоне Казахстана. Возрастает площадь деградации и опустынивания ландшафтов в глобальном масштабе. Эоловые процессы влияют на все компоненты ландшафта, особенно на почвы, в целом на экосистемы многих природных зон. Почвы под влиянием дефляции (ветровой эрозии) деградируют, снижается содержание гумуса и плодородие почвы. Потери гумуса в степной зоне Казахстана за последние 50 лет составляют более 30-40% [2]. Отмечаются взаимосвязи эоловых процессов и развития растений в песчаных пустынях. «Так, в тесных взаимосвязях рельефа, почвенной разности и растительности, наиболее существенное значение имеют эоловые процессы, происходящие в поверхностных (и корнеобитаемых) слоях песка. Не столько рельеф, сколько дефляция, перенос и аккумуляция песка в результате ветровой деятельности объясняют сложные процессы смен растительного покрова и историю его формирования»[5].

Таблица 1

Типология эоловых процессов и их влияние на геофлору и ландшафты (Естественные эоловые процессы)

Эоловые потоки	Состав эолового материала	Дальность переноса	Седimentация	Взаимодействие со сферами и компонентами ландшафта, влияние на население
1	2	3	4	5
1. Пыльные и песчаные бури	Частицы почвы, пыль, песок, соли, тяжелые металлы, биоаэрозоли	От сотни до тысячи км	На ледниках, в предгорьях, на суше, в реках, озерах, морях и океанах	Литосфера, атмосфера, гидросфера; нарушение почвенного покрова, ландшафта, формирование лесового покрова в предгорьях; дефляция, коррозия. Биоаэрозоли – биогенные компоненты атмосферного аэрозоля. Наиболее значимые из них – суммарный белок как индикатор всех биологических субстанций и жизнеспособные микроорганизмы как потенциально опасный для человека компонент атмосферного аэрозоля.
2. Пылесолевые бури (районы приморских, сульфатных и содовых солончаков)	Частицы почвы, пыль, песок, соли солончаков	Сотни км	На суше, в реках, озерах, морях	Литосфера, атмосфера, гидросфера; отрицательное влияние на культурные растения при их цветении способствуют заболвананию людей раком, засоление почв
3. Местная дефляция (поземки)	Частицы почвы, пыль, песок, органические вещества	Десятки, реже сотни км	На суше, в реках, озерах, океане	Литосфера (почва), частично гидросфера, потеря плодородия почв. Эоловый микрорельеф
4. Эоловый солеперенос с океана на сушу	Соли морские, в том числе хлориды. Мо-десуарно-дисперсный вынос солей с поверхности океана в атмосферу	Сотни км, в высоту 1-2 км	На суше, в реках, озерах	Литосфера, почва, атмосфера; засоление почв, озер и рек
5. Снегостелевые бури (поземки)	Снег, реже пыль, частицы почв	Сотни км	На суше, в понижениях рельефа, в вострой тени	Литосфера и атмосфера. Снегостержание в агро-ландшафтах. Снежный покров как индикатор загрязнения почв и ландшафтов.

Продолжение таблицы 1

6. Золовый перенос дыма, сажи и газов от лесных пожаров	Сажа, зола, газы, органические вещества (естественные)	Сотни, тысячи км	В зоне лесов, реках, озерах, на равнинах	Атмосфера и литосфера, выпадение сажи, загрязнение воздуха (в 1 см ³ приходится до 1 млрд частиц аэрозолей)
7. Золовый перенос вулканического пепла и аэрозоля	Пепел, шлак, горячие газы и аэрозоли	Тысячи, десятки тысяч км, в высоту от 1 до 5 км и выше	На суше, в океане	Атмосфера, литосфера, гидросфера, выпадение атмосферной пылью, газами. В составе газов установлены пары H ₂ O, H, HCl, HF, CO, SO ₂ , галогены, отмечаются выбросы песчаных потоков и камней в атмосферу и на поверхность земли
8. Перенос солей пыльными бурями и атмосферными осадками с поверхности солончаков и сильно засоленных почв (вторичное засоление) аридных областей в степную, лесостепную и лесную зоны	Соли, пыль	Сотни и тысячи км	В лесостепной, степной и частично полупустынных зонах, озерах, реках	Литосфера, почва, атмосфера, гидросфера. Частичное засоление почв и повышение их щелочности. Происходит накопление сульфатов и хлоридов кальция, магния и натрия, а также карбонатизация почв.
Антропогенно-обусловленные золовые процессы				
9. Золовый перенос пыли и мелкозема с пашни во время пыльных бурь (степная, лесостепная зона, торфяники Белоруссии и другие обрабатываемые сельскохозяйственные массивы)	Пыль, мелкий песок, органические вещества, биоаэрозоли (суммарный белок и жизнеспособные микроорганизмы)	Десятки сотни км	На поверхности почвы, в лесополосах	Литосфера (почва), атмосфера до 3-4 км, гидросфера, мутность атмосферы, выпадение золовых осадков в других районах, на других континентах. Нарушение почвенного покрова и ландшафтов, их дефляция и деградация. Формирование золотого рельефа (микрорельефа и мезорельефа)
10. Золовый перенос пыли: а) на грунтах б) в результате техники; б) в результате тракторов и другой автотехники; в) в результате дорогах и обрабатываемых полях от автомашин, тракторов и другой техники; в) в результате тракторной техники	Пыль, частично соли, органика	Десятки км	На поверхности почвы	а) Литосфера, атмосфера, мгла, загрязнение приземного слоя, дефляция почвы, опесчанывание верхнего слоя почвы, б) дефляция и эрозия, формирование золотого микрорельефа, «скотской» почвы
11. Золовый перенос дыма и газов из дымовых труб заводов и фабрик. ТЭЦ, факелов газификационных	Сажа, зола, SO ₂ , NO ₂ , O ₃ , углеводороды, тяжелые металлы, органические соединения, пыль	Десятки, сотни км	На суше, в реках, озерах, морях, населенных пунктах и горах	Атмосфера, литосфера. Формирование и выпадение «кислых» дождей, смог, загрязнение и загрязнение атмосферы, мелкая пыль (0,1-5 мкм) попадает вглубь легких человека, вызывая различные заболевания

Продолжение таблицы 1

<p>12. Эоловый перенос веществ антропогенного происхождения (с территорин заводов, фабрик, карьеров, от ж.д. и автомобильного транспорта и других предприятий)</p>	<p>Пыль, тяжелые металлы, газы, фреоны, CO₂, CO, SO₂, (NO)_x, углеводороды, органические соединения, соли, аэрозоль</p>	<p>Десятки, сотни км</p>	<p>На суше, в реках, озерах, морях, населенных пунктах и городах</p>	<p>Атмосфера, литосфера, частично гидросфера, загрязнение воздушного бассейна горючих, мгла, дымка, частичны пыли (1-100 мкм) оседают в верхних дыхательных путях человека</p>
<p>13. Эоловый перенос удобрений при внесении в почву, пестицидов и других химических токсических веществ при авиа и наземной обработке растений. Утечка и выбросы газов из месторождений и газопроводов</p>	<p>Удобрения, пестициды, гербициды и другие химические вещества (синтетически)</p>	<p>Десятки, сотни и тысячи км (ДДТ обнаружен в печени у пингинов в Антарктиде)</p>	<p>На суше, в реках, озерах, морях, населенных пунктах, в растительном покрове</p>	<p>Атмосфера, почва, литосфера, реже гидросфера. Отравление и гибель животных. Гибель древесных культур</p>
<p>14. Эоловый перенос продуктов сжигания топлива самолетов и ракет</p>	<p>Токсичные газы, углеводороды, тяжелые металлы, иногда пролив топлива с запускаемых ракет</p>	<p>Тысячи и десятки тысяч км</p>	<p>На суше, в озерах, реках, морях и океанах, возможно частичное удаление в космос</p>	<p>Тропосфера, стратосфера, литосфера, гидросфера, разрушение озонового слоя, формирование облачности, загрязнение атмосферы и почвенного покрова</p>
<p>15. Эоловый перенос радиоактивных веществ при аварии на атомных электростанциях и при ядерных взрывах</p>	<p>Радиоактивные изотопы образуются при ядерных взрывах (⁹⁰Sr, ¹³⁷Cs, ¹³¹I, ⁴⁰K), а также продукты распада ядерного горючего (²³⁵U, ²³⁹Pu) и др.</p>	<p>Сотни и тысячи, десятки тысяч км</p>	<p>Во всех геосферах, атмосфере, литосфере, гидросфере</p>	<p>Семиазиатский испытательный ядерный полигон, Новоземельский ядерный полигон, Троицкий полигон, ядерный полигон в Неваде (США), Чернобыль (аварии на АЭС), Фукусима; Радиоактивное заражение местности (литосфера, почва, биота, атмосфера, гидросфера, в том числе подземные воды)</p>

Опосредованно эоловые процессы влияют и на климат экорегиона. Как отмечают К.Я.Кондратьев, А.А.Григорьев и В.Ф.Жвалев [6]: «Огромные массы пыли в атмосфере существенным образом влияют и на климат экорегиона». Эоловые процессы оказывают определенное влияние на гидросферу: озера, реки, моря и океаны. На юге Казахстана осаднение эоловой пыли происходит в значительном объеме в Каспийском море, и в меньшей мере в Аральском. Удалось сохранить лишь северное (Малое) море. Общее количество эолового материала, переносимого с суши в океан, по подсчетам А.П. Лисицына, превышает 1,6 млрд т в год [7].

Глобальное потепление в мире за последние 20-30 лет составило 0,6-0,7°C. На территории Казахстана эти показатели превышены почти в три раза: на юге - 1,2°C; в районе г.Семей - 1,7°C; в Северном Казахстане 2-2,1°C [8]. Причина в том, что территория Казахстана находится в центре Евразии, вдали от Атлантического и Тихого океана. Значительны выбросы CO₂, отмечается тенденция перемещения границ природных зон: пустыня наступает на полупустыню, последняя наступает на степную зону Казахстана. Это приводит к заметному ухудшению социально-экономического и агроэкологического положения в стране.

Правительством Казахстана в 2005 г. утверждена Программа по борьбе с опустыниванием на 2005-2015 годы. Глобальное потепление также вносит свой значительный вклад в опустынивание почв и ландшафтов. Происходит возрастание площади опустынивания в Азии, Африке и Австралии.

Литература

1. Бельгибаев М.Е. Эолология – новое научное направление в системе естественных наук // Степи Северной Евразии. Материалы седьмого международного симпозиума. Международный степной форум Русского географического общества. Оренбург, 2015. С. 33-36.
2. Бельгибаев М.Е. Влияние эоловых процессов на динамику почвенного покрова семиаридной зоны Казахстана. Дисс. на соискание ученой степени доктора географических наук в форме научного доклада. М.: ИГАН, 1963. 62 с.
3. Аллиссон А., Палмер Д. Геология. Наука о вечно меняющейся Земле. М.: «Мир», 1984. 565 с.
4. Бельгибаев М.Е. Диагностические показатели аридизации и опустынивания почв степной зоны Казахстана // Степной бюллетень (Новосибирск). 2002. №11. С. 52-54.
5. Курочкина Л.Я. Псаммофильная растительность пустынь Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 272с.
6. Кондратьев К.Я., Григорьев Ал.А и др. Комплексные исследования пыльных бурь в Приаралье // Метеорология и гидрология, 1985, №4. С. 32-38.
7. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. Литология и геохимия. М.: Наука, 1978. 392 с.
8. Бельгибаев М.Е. Сотрудничество в изучении влияния глобального потепления на процессы аридизации и опустынивания // Сотрудничество Туркменистана с международными организациями по экологии: достигнутые успехи. Ашхабад, 2011. С. 114-118.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЛЯРНЫХ
РЕГИОНОВ В САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОМ ГОСУДАРСТВЕННОМ
УНИВЕРСИТЕТЕ**

Болтрамович С.Ф., Жиров А.И., Ласточкин А.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
Санкт-Петербург, Россия, boltramovich@mail.ru, zhirov84@mail.ru,
geomorphSPbGU@yandex.ru

**GEOMORPHOLOGICAL RESEARCHES OF POLAR REGIONS IN
ST. PETERSBURG STATE UNIVERSITY**

Boltramovich S.F., Zhirov A.I., Lastochkin A.N.

Saint-Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg,
Russia, boltramovich@mail.ru, zhirov84@mail.ru, geomorphSPbGU@yandex.ru

К началу XXI века огромный объем радиолокационного профилирования, проводимого зарубежными и российскими (начиная с 1963 г.) специалистами, обобщение материала в рамках Международного проекта BEDMAP и использование мощного понятийно-методического аппарат общей геоморфологии позволили осуществить более детальные работы и выявить многие особенности не только подледно-подводного и дневного рельефа Антарктики, но и создавших его эндогенных и экзогенных процессов.

Многие региональные, теоретические и методические результаты этих изысканий, проводимых уже почти 20 лет на кафедре геоморфологии Санкт-Петербургского государственного университета под руководством профессора Александра Николаевича Ласточкина, изложены не только в его монографии «Субгляциальная геоморфология» (в двух томах) [1, 2], но и в Геоморфологическом Атласе Антарктики – его первой, более подробной, русскоязычной версии (2011) [3] и международном англоязычном, сокращенном, варианте (2013) [4]. Особенности содержания, структуры и значительный объем текста оказались необходимыми для отражения не только обширного регионального материала, но и принципиально нового системно-методического подхода к картографированию подледно-подводного рельефа и морфодинамического принципа его истолкования по отношению к гео-, лито- и гляциодинамическим процессам. Наряду с преодолением сложностей и созданием практически новой дисциплины «субгляциальной геоморфологии», авторы воспользовались своими преимуществами и возможностями использования богатого опыта разработанной в России методики изучения рельефообразующих процессов и рельефа суши и шельфа («субаэральной и субаквальной геоморфологии»).

В результате была использована современная методика общей геоморфологии, которая во многом заимствовала достижение наиболее развитых наук:

а) мерономическое (а не таксономическое) деление земной поверхности на картировочные единицы разной сложности - элементы, формы, районы;

б) выявление естественной делимости разреза ледникового покрова, составляющих его поверхностей и страт на общих геоморфологических картах;

в) изучение строения поверхностей путем их упрощения до решеток с геодинамической интерпретацией рисунков последних;

г) анализ векторных полей с разделением их на соизмеримые по площади ледоразделы и ледосборы с фиксацией фронтального и линейного стока льда по дневной поверхности.

Были определены, систематизированы и зафиксированы на разномасштабных специальных картах: а) морфоструктуры разного знака и генезиса; б) шельфовые, ледосборные ледники и ледораздельные пространства, в) основные элементы доледниковой флювиальной морфоскульптуры. Выявлена их связь с местоположениями точечной доставки терригенного материала к бровке шельфа, подводным каньонам на континентальном уступе, к конусам выноса на континентальном подножии. Дана характеристика рельефа береговой зоны. Почти все названные закартированные единицы выделены и описаны впервые, как и содержащие их карты.

В Атласе изложены результаты геоморфологических исследований подлёдно-подводного рельефа Антарктики в разных масштабах и разных районов. Выбор масштаба определялся изученностью гипсобатиметрического положения подлёдно-подводной поверхности территории Антарктики в целом. Выбор ключевых районов – как своеобразных полигонов изучения Антарктиды – обусловлен рядом причин: 1) качество и детальность исходного геофизического материала, 2) возможность и актуальность изучения геоморфологических объектов и процессов, 3) решение методических и прикладных проблем субгляциальной геоморфологии, гляциологии и геологии. Обзорное картографирование и изучение рельефа подлёдно-подводной поверхности всего Антарктического континента в масштабе 1: 10 000 000 было осуществлено на гипсобатиметрической основе BEDMAP. Геоморфологические исследования на этом уровне связаны с необходимостью выявления: 1) основных особенностей строения подлёдно-подводного рельефа, 2) крупнейших элементов подлёдно-подводной поверхности, 3) орографических форм, 4) геоморфологических районов, 5) морфотектонического плана и геодинамических процессов, 6) взаимных отношений рельефа подлёдно-подводной и дневной поверхностей, 7) строения ледникового покрова в плане и в разрезе.

Картографирование рельефа региона грабена Ламберта с его горным обрамлением и примыкающего шельфа и континентального склона осуществлено на гипсобатиметрической основе грида масштаба 1:1 000 000. Эти материалы позволяют решать даже частные вопросы изучения подлёдно-подводного рельефа. Западный район Земли Принцессы Елизаветы выбран для: а) решения методических задач мелкомасштабного геоморфологического картографирования и б) исследований путём непосредственной (геоморфологической) корреляции ра-

диокационного профилирования, минуя создание общей гипсобатиметрической карты на основе грида. Карты выполнены в масштабе 1: 500 000. Детальность выделения элементов подлёдно-подводной поверхности на профилях определяется шагом их оцифровки (сотни метров), а на площади в целом – межпрофильными расстояниями. Район выделен по фактическому отражению на профилях подлёдно-подводной поверхности, что позволило составить более качественные геоморфологическую и гипсобатиметрическую карты, а также количественно оценить элементы залегания рельефообразующих пород.

С такой же детальностью проведены работы в восточном районе Земли Принцессы Елизаветы. Они были выполнены с целью апробации технологии комплекса геоморфологического картографирования и исследований. Большое внимание в Атласе уделено изучению рельефа впадины озера Восток, происхождением и развитием которого интересуются сегодня учёные разных стран и разных специальностей. Детальный материал был получен Полярной морской геологоразведочной экспедицией в результате проведения наземного радиолокационного профилирования (шаг - 6 м) в узкой прибрежной зоне озера и профилирования менее детального, но осуществлённого на гораздо большей территории американскими исследователями. Эти данные позволили отразить особенности рельефа впадины на разномасштабных материалах.

Интересна прибрежная зона континента с выходами на дневную поверхность коренного ложа ледникового покрова. Эта территория зафиксирована на топографических картах, наземных, аэрофото- и фотокосмических материалах. Анализ имеющихся данных позволил экстраполировать выявленные особенности и факторы рельефообразования на невидимую подлёдную поверхность. Особое внимание в Атласе уделено равнинам и горным образованиям Восточной Антарктиды, которая граничит с меньшей по площади Западной Антарктидой по восточному склону Трансантарктических гор, горам Пенсакола и восточному берегу моря Уэдделла. Эта граница разделяет континент на две части, фундаментально различающиеся в геологическом, геоморфологическом и гляциологическом отношениях.

Атлас является первым в мире специализированным геоморфологическим изданием подобного рода, посвященным рельефу столь огромного и мало изученного региона - Антарктике. На «Геоморфологический Атлас Антарктики» уже написан ряд отзывов в отечественной и зарубежной печати [5, 6], получены благодарственные письма от Библиотеки Конгресса США, картографического отдела Национальной библиотеки РФ и других академических институтов и учреждений. По результатам работ написаны два раздела в монографии Кембриджского университета [7, 8]. Результаты исследований, отраженные в Атласе, докладывались на Совещании по геоморфологическому картографированию в Салерно (Италия, 2012) [9], Конгрессе Международной ассоциации геоморфологов (IAG) в Париже (2013) [10], Съезде Европейского союза географов в Вене (2014) [11], региональной конференции IAG в Барнауле (2015) и были позитивно встречены научной общественностью. Предисловие к международному

выпуску Атласа было написано Председателем Международной ассоциации картографов Георгом Гартнером (Австрия), известным морским геологом Йорном Тиде (ФРГ), ректором СПбГУ Н.М. Кропачевым и главным редактором, почётным профессором А.Н. Ласточкиным. В выпуске международного англоязычного варианта Атласа большая заслуга, как кафедры геоморфологии (С.Ф. Болтрамович и др.), так и картографов во главе с Ю.М. Артемьевым.

Создание данного Атласа является заслугой многих других людей, внёсших свой вклад в дело исследования Антарктики, обработки полученных материалов, оформления их в виде достойного российской науки картографического результата. Особенно хотелось бы отметить участие Полярной морской геологоразведочной экспедиции (ФГУНПП «ПМГРЭ»), Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ФГБУ "АНИИ"), ЗАО «Карта». По итогам 2014 года Атлас был награжден премией первой степени за фундаментальные научные труды Санкт-Петербургского государственного университета.

К сожалению, сложности последних лет не позволяют пока говорить об успешном продолжении данных исследований в другом полярном регионе – Арктике. Геоморфологический Атлас Антарктики должен был стать лишь первым томом Геоморфологического атласа полярных стран в двух томах. Для этого существуют объективные предпосылки в виде возросшего интереса к Российской Арктике и имеющегося у коллектива авторов опыта проведения подобных работ.

В настоящее время в содружестве с ВНИИОкеангеология (Е.А. Гусев, А.Г. Зинченко и др.) создана аналитическая геоморфологическая карта Арктики в масштабе 1:5 000 000 по 65° с.ш. Под руководством Ласточкина А. Н. создается орографическая карта Арктики того же масштаба. Проводится сопоставление геоморфологических данных с материалами геофизических съемок с целью морфотектонического картирования Арктики. Все вышеуказанные работы проводятся в рамках единой цели – создания Геоморфологического Атласа Арктики. Кроме того, в содружестве с ПМГРЭ (В.В. Шарин и др.) созданы крупномасштабные геоморфологические карты и карты четвертичных отложений на некоторые районы архипелага Шпицберген. В практическом направлении – проведен целый ряд инженерно-геоморфологических исследований с построением целого комплекса карт для районов строительства различных объектов нефтегазового комплекса Российской Арктики (Бованенковское и Тамбейское м/р, порт Сабетта на Ямале, порт Варандей, Инзырейское м/р в Ненецком Автономном округе, Баганское м/р в республике Коми и другие).

Литература

1. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики: теория, методика и результаты Том I. Общие геоморфологические исследования. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2006. 202 с.

2. Ласточкин А. Н. Субгляциальная геоморфология Антарктики: теория, методика и результаты Том II Специальные геоморфологические исследования. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2007. 244 с.
3. Геоморфологический Атлас Антарктики / А. Н. Ласточкин (гл. ред.), А. И. Жиров (зам. гл. ред.), Ю. А. Артемьев (отв. ред.) и др. СПб., 2011, СПбГУ, «Карта», 256 с.
4. The Antarctic. Geomorphologic Atlas. International issue. / A. N. Lastochkin (chief editor), A. I. Zhirov (deputy chief editor), Y. M. Artemyev (managing editor) et al. SPb.: SPbSU, JSC "Karta", 2013. 166 p.
5. Чичагов В П. Первый геоморфологический атлас Антарктиды // Геоморфология, 2013, №2, С. 124-127.
6. Dramis F. The Antarctic. Geomorphologic Atlas // Book reviews – recensioni, 2013, p. 385.
7. Boltramovich S., Kejna M., Lastochkin A., Zhirov A., Zwolinski Z. Environmental impact on contemporary solute and sedimentary fluxes in Antarctica: current knowledge // SEDIBUD (Sediment Budgets in Cold Environments) monograph, University of Cambridge. United Kingdom. Taylor & Francis Group. 2016. P. 163-182.
8. Lastochkin A. Dynamics of the Antarctica ice cap // SEDIBUD (Sediment Budgets in Cold Environments) monograph, University of Cambridge. United Kingdom. Taylor & Francis Group. 2016. P. 238-259.
9. Lastochkin A., Artemyev Y., Zhirov A. The geomorphological atlas of Antarctica: an outstanding achievement of Russian geographical science // IAG/AIG International Workshop "Objective Geomorphological Representation Models: Breaking through a New Geomorphological Mapping Frontier". Salerno. University of Salerno (Italy). October 15-19, 2012, p. 12-13.
10. Lastochkin A., Boltramovich S., Zhirov A. On the new geomorphologic studies of Polar Regions // Abstracts volume of the 8th IAG International Conference on Geomorphology «Geomorphology and sustainability», Paris, 27-31 august 2013, p. 150.
11. Lastochkin A., Boltramovich S., Zhirov A. Morphodynamical geodiversity of the Earth's crust, relief, and landscapes // EGU General Assembly 2014, 26 April - 3 May, Geophysical Research Abstracts. Vol. 16, Vienne, EGU2014, p. 11820.
12. Lastochkin A., Boltramovich S., Zhirov A. Extended Geomorphology: study of the Polar Regions // IAG Regional Conference «Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution». Barnaul (Russia), July 2-4, 2015. Extended abstracts. Barnaul: ASU, 2015, p. 70-73.

РЕЛЬЕФ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ И БИОРАЗНООБРАЗИЕ²

Болысов С.И., Мысливец В.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, sibol1954@bk.ru; myslivets@yandex.ru

EARTH SURFACE RELIEF AND BIODIVERSITY

Bolysov S. I., Myslivets V. I.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, sibol1954@bk.ru; myslivets@yandex.ru

Словосочетание «биологическое разнообразие» впервые использовал в 1892 г. Г. Бейтс в известной книге «Натуралист на Амазонке», хотя основы изучения этого явления были заложены еще в трудах К. Линнея и Ч. Дарвина. Термин «биоразнообразии» получил широкое распространение на Стокгольмской конференции по окружающей среде в 1972 г. В 1982 г. Международный союз биологических наук на Генеральной ассамблее в Канаде начал разработку программы «Биологическое разнообразие», а в 1992 г. в Рио-де-Жанейро была принята Международная глобальная стратегия сохранения биоразнообразия. Соответствующую конвенцию подписали представители 190 стран. Таким образом, биоразнообразии – важнейший показатель экологического состояния нашей планеты. Международная программа исследования биоразнообразия включает три основных уровня: генетический, таксономический и экологический (сообщества и экосистемы). Дифференциация биот определяется многими факторами, среди которых важное место занимают географические. Они действуют прямо, через изменение физических и химических свойств среды (солености воды, климата, чередования оледенений и межледниковий, динамики углекислого газа и озона в атмосфере и т.д.), или опосредованно, через экологию сообществ, видов и популяций[1].

К концу прошлого столетия изученность биоты достигла той степени, когда стало возможным составлять карты суши земного шара, наглядно показывающие степень биоразнообразия. Наиболее объективно она оценивается по числу видов, приходящихся на единицу площади. Карты разнообразия животных и растений ([2]; в этой работе приведена карта разнообразия видов сосудистых растений по Barthlott et al., 1998) позволили установить закономерности, которым подчиняется это явление. На равнинах важнейшей закономерностью является широтно-зональная: число видов и животных, и растений закономерно убывает от низких широт к высоким. На карте, иллюстрирующей разнообразие наземных животных [2], видно, что на равнинах тропического пояса – в бассейнах Амазонки, Ориноко, Конго, Замбези, на побережье Гвинейского залива, на

² Работа поддержана РФФИ, проект № 16-05-00819

плоскогогорье Декан максимальное число видов превышает 3 000 на 100 км² суши. Следующая градация включает 2500 – 3 000 видов на 100 км² и охватывает бассейны Параны, Миссисипи, Рио-Гранде, а также Нигера и других районов африканской саванны. В тропических пустынях Сахары и Аравии наблюдается минимум – 100 – 600 видов на 100 км². Дальше на равнинах северного полушария разнообразие наземных животных увеличивается до 2 000 и даже 3 000 видов в пределах умеренного пояса, после чего снижается до 100 – 600 видов на км² в тундре и менее 100 видов – в полярных пустынях. Эту же закономерность иллюстрирует карта фиторазнообразия [2]. Максимальное число видов сосудистых растений – от 3 000 до 4 000 на 10 000 км² на равнинах отмечено на побережье Гвинейского залива; в бассейнах Конго, Амазонки, Ориноко, Параны, на побережье Мексиканского залива и Великой Китайской равнине. В Сахаре, Аравии, пустыне Тар фиторазнообразие уменьшается до 100 – 200 видов на 10 000 км², затем увеличивается до 500 – 1000 видов на равнинах умеренного пояса и снова уменьшается до минимальных значений в тундрах и полярных пустынях.

Следует отметить, что карта фиторазнообразия более детальна, чем карта разнообразия наземных животных того же масштаба: если первая карта содержит десять выделов, то вторая лишь семь. Отчасти поэтому на первой карте нагляднее видно проявление других пространственных закономерностей размещения биоты суши – высотно-поясного и секторного континентально-океанического. На обеих картах по высоким показателям биоразнообразия выделяются горные области: наветренный тропический макросклон Анд, горы Бразилии, Кордильеры Центральной и Северной Америки, Скалистые горы, Аппалачи, горы Африки (Капские, Драконовы, Атласские), Центральные и Восточные Гималаи, горы Борнео и Новой Гвинеи, Загрос, Эльбурс, Памир, Тяньшань. Выделяются также нагорья Юньнаньское, Гвианское и другие. Всемирный фонд дикой природы и Международный союз охраны природы определили шесть основных центров биоразнообразия, в основном расположенных в горных районах [2]. В юго-восточной Азии, на островах Малайского архипелага, в рифтовой зоне Восточной Африки обе закономерности, зонально-климатическая и высотно-поясная, проявляются совместно, определяя особенно высокую степень биологического разнообразия.

Секторное континентально-океаническое деление хорошо проявляется на тихоокеанских склонах Кордильер на 40 градусе северной и южной широты, в муссонных областях Северной Америки и Азии, в Западных Гатах, на Мадагаскаре, Водораздельном хребте, в приокеанических пустынях Атакаме и Намиб.

Наряду с тремя указанными закономерностями (широтной-зональной, высотной-поясной и секторной континентально-океанической) нельзя не отметить еще одну, которую можно назвать орографической: зависимость ареалов биоты и биоразнообразия от высоты и расположения горных хребтов, плато, нагорий и возвышенностей. Можно назвать по крайней мере три причины, определяющие важную роль орографического характера территории. Во-первых, горные хреб-

ты часто образуют непреодолимую преграду на пути миграций разных видов, оказывая воздействие на очертания ареалов. Например, даже невысокие Уральские горы ограничивают распространение на восток широколиственных пород. Во-вторых, различия в степени увлажнения наветренных и подветренных склонов горных хребтов оказывают влияние на все компоненты ландшафта, в том числе и на биоту. Этот фактор часто действует совместно с секторным континентально-океаническим. Примерами могут служить Водораздельный хребет, Гималаи, Западные Гаты, Хьюнгшон, Драконовы горы, горы востока Бразилии, тихоокеанский макросклон Кордильер в 40-х широтах обоих полушарий, Аппалачи. Но есть и наглядные примеры проявления орографического влияния в чистом виде: Анды в верховьях Амазонки, Скалистые горы, массив Рувензори и другие пририфтовые горы Восточной Африки, Алтай, Тяньшань. В-третьих, хребтам, нагорьям, плоскогорьям часто присущ повышенный эндемизм, и с этим может быть связано увеличение биоразнообразия. Примером может служить Гвианское плоскогорье.

Таким образом, из четырех закономерностей пространственного распределения биоты суши три связаны с горами – или напрямую, или в значительной степени. Обычно указывают на разнообразие местообитаний как фактор ценотического, экосистемного разнообразия горных ландшафтов. К этому следует добавить некоторые особенности природной среды в горах, которые могут воздействовать на уровне отдельных организмов. Это, прежде всего, особенности спектра солнечной радиации в горах и, в частности, повышенное воздействие ультрафиолета. Затем надо указать на особенности состава и количества микроэлементов, принимающих участие в биологическом обмене веществ организмов, обитающих в горах. Так, известно повышенное плодородие вулканических почв на склонах Везувия и в других районах. Для гор с отсутствием современного вулканизма может играть роль разнообразие состава горных пород, образующих многочисленные скальные выходы. Высказано предположение о повышенном радиационном фоне в горных областях и связанных с этим мутациях генов. Возможно, какую-то роль играют флюиды, поднимающиеся по многочисленным разломам и ослабленным зонам. То же самое можно сказать о нуждающейся в выяснении роли атмосферного электричества. Так, известна повышенная грозовая активность на Алтае и в других горных районах. На ценотическом уровне проявляются активные процессы – оползни, осыпи, лавины, которые могут вызывать сукцессии и образование новых видов [2]. В целом надо отметить, что развитие жизни определяет кругооборот веществ, а он в горах намного интенсивнее, чем на равнинах.

Приоритетное значение горных местообитаний может уменьшаться в экстремальных условиях природной среды. Так, изучение фауны птиц в горах северо-востока Азии, от плато Путорана до нагорья Черского, показало, что в ряде случаев – например, в равнинной тундре Таймыра – биоразнообразие выше, чем в соседних горах. Это же исследование, проведенное на очень большом поле-вом материале, показало, что иногда даже небольшие различия в рельефе могут

играть роль в определении разнообразия авифауны. Оказалось, что птицы предпочитают ландшафты со следами оледенения горам с простым эрозионно-денудационным расчленением (А.А. Романов, 2016, устное сообщение).

В Мировом океане условия жизни – солнечный свет, насыщенность воды кислородом, наличие питательных солей. Биоразнообразие определяется геоморфологическими условиями, степенью эндемизма, геологической историей регионов. Отмеченные для суши закономерности распределения биоты проявляются в океане, хотя есть и существенная специфика. Так, широтно-зональное распространение отчетливо проявляется в литоральной и неритовой зонах (к тропическому поясу приурочены коралловые рифы и мангры с их богатством видов). Высотно-поясная зональность в океане соответствует вертикальной (общее уменьшение биомассы и количества видов с глубиной). Секторная зональность в океане носит название циркумконтинентальной [3] и проявляется в закономерной смене компонентов природной среды с удалением от берега: это не только обеднение жизни, уменьшение поступления биогенных веществ, но и изменения видового состава в ходе колонизации мелководной фауной абиссальных глубин. Очень важен орографический фактор. Например, Н.Г. Виноградовой (1956; цит. по:[2]) показана роль срединно-океанических хребтов как препятствий для миграций фауны абиссали. Некоторые апвеллинги, в частности, важнейший Перуанско-Чилийский, связаны с особенностями рельефа дна – узким шельфом и крутым континентальным склоном. Фауна гипабиссали - мелководных желобов – отличается высоким уровнем эндемизма. Над подводными горами, находящимися в потоке течения, образуются вихри Тейлора, в которых происходит местный подъем питательных солей, определяющий формирование «оазиса биоразнообразия» посреди океанской пустыни. Научной сенсацией стало открытие мелководных гидротерм с их фауной, занимающих вполне определенные геоморфологические позиции – в осевой зоне срединных хребтов. Морские экосистемы оказываются настолько чувствительны к характеру рельефа, что очертания шельфовых мелководий являются фактором видообразования [4].

Приведенные данные позволяют констатировать, что и на суше, и в океане, несмотря на его специфику, роль рельефа в биоразнообразии трудно переоценить. Выделяется горный рельеф, хотя его роль на суше и в океане несколько различна. Велико также значение береговой линии: чем она изрезаннее, с большим количеством заливов, бухт, мысов, островов, тем больше при прочих равных условиях разнообразие местообитаний и возможностей дифференциации биоты.

Литература

1. Воронов А.Г., Дроздов Н.Н., Криволицкий Д.А., Мяло Е.Г. Биogeография с основами экологии. М.: ИКЦ «Академкнига», 2003. 408 с.
2. Абдурахманов Г.М., Криволицкий Д.А., Мяло Е.Г., Огурева Г.Н. Биogeография. М.: Изд. центр «Академия», 2003. 480 с.

3. Леонтьев О.К. Физическая география Мирового океана. М.: Изд. Моск. ун-та, 1982. 200 с.

4. Валентайн Дж. У., Яблонский Д. Видообразование в морском мелководье: общие тенденции и проверка биогеографическими данными / Биосфера: эволюция, пространство, время. М.: Прогресс, 1988. С. 175-196.

ЛИТОДИНАМИЧЕСКИЕ ПОТОКИ В БАСЕЙНОВО-ДОЛИННЫХ СИСТЕМАХ: ИТОГИ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Борсук О.А.

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, borsuko39@gmail.com

LITHODYNAMIC FLOWS IN BASIN-VALLEY SYSTEMS: RESULTS AND PROSPECTS

Borsuk O.A.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, borsuko39@gmail.com

Изучение динамики рельефа сопряжено с формированием и перемещением по земной поверхности литодинамических потоков. Литодинамический поток по Н.А. Флоренсову [9] – это перемещение вещества и энергии в рельефе в соответствии с законами гравитации и формами рельефа, их морфологии и морфометрии.

В отечественной и зарубежной литературе [8] рассматривались результаты экспериментов по окатыванию обломочного материала. Только небольшая их часть была апробирована при полевых исследованиях. Очевидно, что натурные наблюдения за литодинамическими потоками в бассейново-долинных системах и на стационарах могут дать сегодня материал, который, как и в гидрологии, возможно использовать в качестве аналогов в недостаточно полно изученных системах.

Термин литодинамические потоки в России был предложен Н.А. Флоренсовым [9]. Несколько ранее определение литопотоков появилось в трудах исследователей из МГУ Ю.Г. Симонова [6, 7] и его последователей – Борсук О.А. [2], Важенина Б.П. [3], и других специалистов, занимающихся перемещением твердого вещества в речных бассейнах. Гидрологи, не используя термин литодинамические потоки, изучали перемещение наносов в речных бассейнах.[1] Кроме того, работы по исследованию сноса на склонах и в бассейнах овражно-эрозионных систем в разных природных зонах, в том числе, на многолетних стационарах, проводились Н.В. Хмелевой [10]. Подобные стационарные исследова-

дования по отдельным формам рельефа и их комплексам были развернуты в московском и иркутском институтах географии, а также рядом других исследователей лаборатории «Эрозии почв и русловых процессов» им. Н.И. Маккавеева в МГУ.

Фундаментальные исследования перемещения обломочного материала на многолетних стационарах в Крыму проводил А.А. Клюкин [4], проследив формирование обломочного материала в соответствии с триадой; выветривание – склон – русло.

В геологии общеупотребляемым термином был литосборный бассейн, хотя геологи изучали, в основном, перемещение обломочного материала в руслах рек.

В геоморфологии рассмотрение процессов образования и перемещения литодинамических потоков опиралось на классическую триаду В. Пенка – выветривание – склон – русло. Значительный вклад в изучение речных систем внесли Н.И. Маккавеев [5] и Р.С. Чалов [11].

Для изучения литодинамических потоков при массовых исследованиях были использованы статистические методы – коэффициенты вариации (C_v) корреляционный анализ [2].

Бассейново-долинные системы были формализованы с использованием кодирования бассейнов и их русел по правилам В.П. Философова – А.Стралера.

В предлагаемой системе кодирования водотоков и их бассейнов элементарный бассейн первого порядка имеет два склона и одно дренирующее водосборное дно.

Дихотомическая система выделения бассейново-долинных систем позволяет анализировать особенности литопотоков в речных системах. Здесь можно рассматривать, как меняются литодинамические потоки во времени, для средних и крупных рек это и влияния мерзлотно–ледниковых систем, которые блокировались ледниками полностью или частично.

Рассмотрим общие закономерности строения бассейново-долинных систем и их влияние на литодинамические потоки. Общим для всех речных сетей является соотношение низко- и высокопорядковых водотоков и соответственно бассейнов. Низкопорядковые бассейны (1-3 порядков) занимают 70-80 % всей русловой сети в любой крупной речной системе.

Малые эрозионные формы водосбора первых трех порядков, их морфология и морфометрия меняют свои характеристики в соответствии с природными особенностями территории. Для низкопорядковых звеньев эрозионной сети выявлены зависимости уклонов русел от абсолютной высоты, экспозиции и типа рельефа. Найдены нарушения закономерного изменения уклонов по разным порядкам водотоков при прохождении по эрозионной системе регрессивной эрозии [2].

Волны регрессивной эрозии, проходя по речным системам на малых и средних по длине водотоках, создают перегибы в продольных профилях русел.

Обнаружены связи между длиной водотоков и удаленностью перегибов в продольных профилях русел рек. Чем длиннее река, тем дальше от ее устья располагается перегиб в продольном профиле реки [2].

Установлена для крупных речных систем закономерность впадения разнорядковых водотоков в стволую реку, описываемая геометрической прогрессией. Аномалии в строении крупнейших рек 9-13 порядков объясняются динамикой развития речной системы, где соединение низкорядковых речек идет с главной рекой через пойменные протоки, которые при врезании стволуой артерии создают свои реки, перехватывающие низкорядковую сеть и текущие параллельно главной реке.

Формирование аллювия – сложный природный процесс, интегрирующий как эндогенные, как и экзогенные явления на территории водосбора. Мобилизация обломочного материала на земной поверхности и его перенос речными потоками рассматривается в соответствии с концепцией В. Пенка, выделившего группу главных процессов подготовки и сноса материала суши: выветривание - склон (склоновый транзит) – русло (руслuвый транзит). Тотальная мобилизация обломочного материала на склонах водосборов определяется типом дезинтеграции горных пород и их переносом на склонах, которые составляют 95% всей поверхности суши. Литодинамические потоки вещества на склонах, начиная с самых верхних звеньев эрозионных систем, создают на днищах линейные потоки. На днищах малых водотоков в низкорядковой эрозионной сети идет формирование материала при ведущей роли снесенных со склонов отложений. Крупность аллювиального материала линейно зависит от уклона, корреляционная связь между названными величинами для рек Ленского и Амурского бассейнов – 0.66-0.77. Для изверженных пород эта связь более тесная, для осадочных пород она ослабевает. На первых этапах руслувого транзита обломочный материал лишается тонких алеврито-пелитовых фракций. Вниз по течению измельчение аллювия прослеживается в виде устойчивой тенденции, но в зависимости от питающих обломочным материалом склонов может варьировать в широких пределах. Велики коэффициенты вариации всех литологических характеристик аллювия – от 0.40 до 1.00 и более. Осреднение аллювия от точки к точке в потоке невелика. Окатанность обломочного материала для водотоков 1-3 порядков варьирует от 0.8 до 1.5 баллов. Гальки 3 класса окатанности редки, 10-20% - неокатанный или весьма слабо окатанный щебень. Существует корреляционная связь окатанности обломочных частиц с уклонами водотоков. Форма галек в низкорядковых (1-2) бассейнах отражает природные литологические ландшафтные условия территории. На низкорядковых водосборах формируются литодинамические потоки, где тип склонов и склоновых процессов определяет характер руслувых процессов, и как бы дирижирующие аллювиальными потоками. Чем выше порядок водотока (водосбора), тем меньше влияние склонов, опирающихся на русло водотока. Литодинамический аллювиальный поток в высокопорядковых долинах имеет четкие закономерности в распределении литологических характеристик аллювия.

На крупных реках при сочленении с притоками одного порядка или на один порядок менее отчетливо прослеживаются разделение руслового аллювия по ширине потока, по крупности и петрографическому составу и соответственно окатанности. Р.С. Чаловым установлена закономерность распределения крупности аллювия в зависимости от ширины русла.

На реках высоких порядков (от 9 и выше) не наблюдается связь между слагающими борта долин породами и петрографическим спектром руслового аллювия. В русловом транзите преобладают абразивно устойчивые породы.

Морфология долин и русел определяется литолого-тектоническими условиями, т.е. пересекаемыми рекой впадин и поднятий. Наиболее отчетливо это прослеживается в зоне Байкальского рифта на р. Иркут [2].

При длительном русловом транзите происходит селекция обломочного материала. Смена питающих провинций на р. Лена неоднократно приводит к изменению состава аллювия от валунно-галечного до песчаного. Впадение однопорядковых рек вновь меняет состав аллювия и его основные литологические характеристики.

Литодинамический аллювиальный поток на скальных структурных руслах с валунно-крупногалечными руслообразующими наносами приводят к резкому увеличению битой и дефектной, со сколами, гальки на реках Алдане и Витим до 3-40 %.

Коэффициенты вариации C_v средней крупности аллювия меняются по порядкам гидросети – от 1.00-0.70 для малых рек 1-3 порядков до 0.15-0.09 – для рек 12-13 порядков (Лена и Алдан) (табл.1).

Таблица 1

Коэффициенты вариации средней крупности аллювия рек разных порядков

Порядок водотока	Коэффициенты вариации
III	0,70
IV	0,36
V	0,65
VI	0,66
VIII	0,67
IX-X	0,38-0,40
XI-XII	0,13-0,16
XII-XIII	0,09

В разнопорядковых водотоках бассейна р. Лена встречается аллювий, заполняющий врезы древних долин, а также слагающий аллювиальные толщи надпойменных террас. По гранулометрическому составу наименьшее значение коэффициентов вариации характерно для древнего аллювия во врезях (C_v 0,30-0,50). В первой надпойменной террасе в руслах рек 5-8 порядков его значение увеличивается до 1, а во второй надпойменной террасе уменьшается до 0,60-

0,70. Очевидно, что чем меньше величина коэффициента вариации, тем выше сепарация обломочных частиц при их русловом перемещении.

Коэффициент вариации среднего медианного диаметра аллювия на р. Киренга (IX порядка) на двухсоткилометровом приустьевом участке меняется: 3-я надпойменная терраса - 0,60, 2-я – 0,27, 1-я – 0,29, русло – 0,40.

Приведенные цифры позволяют судить о транспортирующей силе потока, ее изменении во времени. Отмечается уменьшение крупности аллювия как в русле р. Киренга при движении к устью, так и от 5-й надпойменной террасы к 1-й – от 46 мм до 28 мм; для 3-й террасы – 35мм, для 2-й – 34мм, для 1-й – 28мм.

На средней Лене 1-я и 2-я надпойменная терраса отличается по показателям коэффициента вариации на участке от г. Покровка до устья р. Алдан. Значение вариации в 1-й надпойменной террасе -0,40, 2-й – 0,25. Бестяхская аккумулятивная терраса от Якутска до устья Алдана дает значение вариаций гранулометрического состава песков – 0,09 (река XII порядка), эта же терраса на приустьевом участке р. Виллой до Кызыл-Сыра до устья – 0,16. Таким образом, значения коэффициента корреляции могут использоваться при палеогеографических реконструкциях как показатели характера осадка накопления.

Литература

1. Алексеевский Н.И. Формирование и движение речных наносов. М.: Изд. МГУ, 1998, 203с.
2. Борсук О.А. Закономерности в распределении литологических характеристик современного руслового аллювия на разнопорядковых реках Восточной Сибири. М.: ПринтКов, 2015, 95с.
3. Важенин Б.П. Литосборный бассейн как геоморфологическое явление. Теоретические проблемы современной геоморфологии. Теория и практика геоморфологических систем. Мат-лы XXXI Пленума Геом. Комиссии РАН. Ч. 2, Астрахань, 2011, 110-114с.
4. Клюкин А.А. Экзодинамика Крыма. Симферополь; Таврия, 2007, 320с.
5. Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1971, 116с.
6. Симонов Ю.Г. Региональный морфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972, 264с.
7. Симонов Ю.Г., Борсук О.А. и др. Механическая дифференциация твердого вещества на континенте и шельфе. М.; Наука, 1978, 7-18с.
8. Саркисян С.Г., Климова Л.Т. Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографических построений. М.: Изд. АН СССР, 1955, 165с.
9. Флоренсов Н.А. Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978, 239с.
10. Хмелева Н.В. и др. Бассейн горной реки и экзогенные процессы в его пределах (результаты стационарных исследований). М.: Изд. МГУ, 2000, 186 с.
11. Чалов Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Т. 1. Русловые процессы: факторы, механизмы, формы проявления и условия формирования русел. М.: Изд. ЛКИ/URSS, 2008, 608с.

**КРЫМСКАЯ НАУЧНАЯ КАРСТОЛОГИЧЕСКАЯ ШКОЛА, ЕЕ
ИСТОРИЯ И РОЛЬ В РАЗВИТИИ УЧЕНИЯ О КАРСТОВОМ
ГЕОМОРФОГЕНЕЗЕ**

Вахрушев Б.А.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В. И. Вернадского, Симферополь, Россия, vakhb@inbox.ru

**THE CRIMEAN KARSTOLOGICAL SCIENTIFIC SCHOOL, ITS
HISTORY AND ROLE IN KARST GEOMORPHOGENESIS STUDY
DEVELOPMENT**

Vakhrushev B.A.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol,
Russia, vakhb@inbox.ru

Исследование карста – одно из старейших научных направлений в Крымском Федеральном Университете имени В.И. Вернадского. Начало изучения карста в университете связано с именами выдающихся ученых, работавших в 1918-1922 гг. на кафедре геологии (ныне кафедра земледения и геоморфологии): академиками Н.И. Андрусовым (заведующий кафедрой), В.И. Вернадским (1920-1921 гг. – ректор университета), В.А. Обручевым, Д.И. Щербаковым – выпускник кафедры 1922 г., в последующем – академик.

В этот период В.И. Вернадским и его учеником Д.И. Щербаковым был подготовлен проект Радиевых экспедиций, послуживших основой создания атомной промышленности СССР. Главной задачей экспедиций являлось исследование месторождений урановых руд, заполнявших древние карстовые полости. Интересно отметить, что, согласно современным представлениям, подобные полости имеют гипогенное происхождение, а теория гипогенного спелеогенеза разработана и стала одним из основных направлений исследований крымских карстологов, начиная с 2006 г.

В 1942 г. эти исследования продолжили Д.И. Щербаков и А.Е. Ферсман, которые при АН СССР организовали экспедицию особого назначения. В задачу экспедиций входило изучение карстовых полостей (в т. ч. и крымских) в военных и мирных целях.

В 1958 г. в Институте минеральных ресурсов АН УССР (г. Симферополь) при отделе гидрогеологии и карста (рук. Б.И. Иванов) была создана Комплексная карстовая экспедиция (ККЭ), в структуре которой насчитывалось пять отрядов: геофизический (рук. Б.Б. Смольников), гидрологический (Д.И. Дрозд), шахтный (В.Н. Дублянский), зоологический (Г.А. Бачинский), археологический (О.И. Домбровский). Центральное место в экспедиции занимал шахтный отряд, который разрабатывал методики исследований и выполнял топографическую

съемку пещер, изучал их гидрологические, геолого-геоморфологические особенности, микроклимат, отложения и др.

За семь лет работы ККЭ (1958-1964 гг.) были созданы научные основы современной спелеологии и карстологии. В Горном Крыму открыто и задокументировано 704 карстовые пещеры. Решены многие прикладные задачи освоения закарстованных территорий.

В 1972 г. профессор В.Н. Дублянский переходит на работу в Симферопольский государственный университет (ныне Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского), где создает Лабораторию карста и спелеологии (ЛКС). С этого времени центр карстологических исследований в Крыму перемещается в университет. Здесь же с 1992 г. находится штаб-квартира Карстовой комиссии при научном Совете по проблемам гидрогеологии и инженерной геологии АН УССР (с 1976 г.) и Секции спелеологии АН СССР (с 1982 г., руководство которыми также осуществлял В.Н. Дублянский). На базе ЛКС разворачиваются комплексные исследования Крыма, Кавказа и других регионов страны. Начинает работать студенческая научно-производственная экспедиция, участвующая в полевых карстологических исследованиях. Многолетняя плодотворная работа карстологов ЛКС осуществлялась по нескольким основным направлениям деятельности.

Изучение карстовых полостей и отдельных карстовых массивов. За 30 лет работы ЛКС в Крыму, на Кавказе и в других карстовых регионах планеты открыто и исследовано более 1000 карстовых полостей — новых географических объектов. Представители ЛКС являются участниками штурмов и первопрохождений глубочайших пещер Мира. В карстовой полости Крубера (Западный Кавказ) Г.В. Самохиным достигнута рекордная глубина (подземный полюс Мира) — 2191 м.

При лаборатории с 1998 г. функционирует Крымский региональный центр по учету и документации пещер, где ведется кадастр карстовых полостей Крыма, их маркировка и инвентаризация (рук. Г.Н. Амеличев). Кроме того, по единой методике составляются кадастры крупнейших пещер Крыма, Западного Кавказа, пещер в гипсах, конгломератах и песчаниках.

По результатам полевых исследований подготовлены монографические описания отдельных карстовых пещер (Красная, Кунгурская и др.) и карстовых массивов (Западный Кавказ — Фишт, Алек, Ахцу, Воронцовский, Дзыхра, Ахштырь, Ахун, Арабика, Бзыбский, Амткельский, Северный Кавказ, Крым — Ай-Петри, Бабуган, Чатырдаг, Долгоруковский, Караби) [1-4].

Гидрогеология и гидрохимия карста. Важнейшее направление в работе крымских карстологов, обусловленное актуальными проблемами исследования высококачественных питьевых и минеральных карстовых вод для нужд народного хозяйства. В 1984 г. была опубликована первая в СССР монография по гидрогеологии карста [5].

В дальнейшем исследования по этой проблеме проводились по нескольким направлениям: конденсация в карстовых коллекторах, гидрохимия и гидротер-

мокарст, карстовая (химическая) денудация, особенности развития карстовых гидрогеологических систем, их питание, транзит карстовых вод и их разгрузка, в т. ч. и субмаринная.

Геоморфология карста. Исследование особенностей развития карстового рельефа и генетического содержания карстового геоморфогенеза открыло возможность изучения геоморфологических парагенетических комплексов карстовых областей [6]. Изучение карста на различных высотных уровнях позволило по-новому решить многие вопросы геоморфологических корреляций, палеогеографических реконструкций, эволюционного развития карстовых геоморфологических систем. Разработаны схемы карстологического районирования Крымско-Кавказской карстовой страны [7].

Терминология карста. Разработка и упорядочение карстологических терминов, понятий, нормативов и ГОСТов — важный раздел работы ЛКС. Опубликованы монографии: «Терминология карста», «Терминология спелеологии», «Терминология антропогенного карста» [8].

Инженерная геология карста. Разработаны методические основы нового подхода к инженерно-геологическому картографированию выделенных типов закарстованных территорий. Для карт различных массивов проводилась инженерно-карстологическая оценка интенсивности развития карста и его парагенеза: карст-подтопление. Эта работа была удостоена Государственной премии Республики Крым (1992 г.).

Использование и охрана карстовых полостей и закарстованных территорий. По заказу отдельных организаций для использования карстовых полостей в хозяйственных целях подготовлены сводки по классификации подземных пространств и проблемам их освоения. По международной программе TESIS выполнен первый в Крыму проект «Создание сети экологических туристических маршрутов по карстовым территориям». Большое значение имеют работы по оценке природоохранного статуса карстовых полостей [9], организации первого в Крыму Карстолого-спелеологического национального парка [10], а также подготовка спелеологического раздела в справочнике «Геологическое памятники Украины».

Научно-производственная деятельность ЛКС связана с хозяйственными работами, проводимыми по заказу различных организаций и ведомств. Всего подготовлено и защищено более 40 научно-производственных отчетов объемом около 300 п. л. В том числе, определение областей питания и балансовые расчеты для оценки ресурсов минеральных вод Северного Кавказа, района Большого Сочи; уточнение схем микросейсмического районирования Горного Крыма на основе карстолого-спелеологических данных; исследования карстовых пещер Мраморная, Красная, Скельская и др. для создания спелеотуристических рекреационных комплексов».

По итогам работы ЛКС представители Крымской карстовой школы опубликовали более 600 научных статей, 36 монографий (общим объемом 500 п. л.), 30 работ издано за рубежом.

Создание в 2006 г. на базе ЛКС совместным приказом МОН Украины и НАН Украины Украинского института спелеологии и карстологии (УИСК) стало признанием достижений Крымской карстологической школы и новым этапом в ее развитии. Директором института стал известный карстолог, первый вице-президент Международного Спелеологического Союза А.Б. Климчук, который вошел в состав Крымской школы. В настоящее время институт носит название «Институт спелеологии и карстологии» (ИСК) и является структурным подразделением Таврической академии Крымского федерального университета имени В.И. Вернадского.

В короткие сроки в результате широкой международной кампании по сбору специальных книг (12 стран, 35 организаций, 7000 наименований) была создана крупнейшая в СНГ карстологическая библиотека, большинство фонда которой переведено в цифровой формат и стало доступно в сети Интернет. Начал издаваться международный журнал «Спелеология и карстология».

Активизировалось международное сотрудничество, где УИСК играл заметную роль в международных программах, в т.ч. выступил с инициативой создания Международной сети Институтов карста и пещер (ICKRIN), в которую вошли 15 институтов и центров из 10 стран (США, Бразилия, Словения, Китай и др.). Особо подчеркнем, что крымские карстологи никогда не прерывали тесные связи с профильными научными организациями России. Это касается как научных исследований, так и совместных спелеологических экспедиций.

В качестве приоритетных фундаментальных исследований выполнялись проекты:

- «Гипогенный спелеогенез: теория, региональные обобщения, специальные и прикладные аспекты (гидрогеология, формирование и прогноз карстовых нефтегазоносных и рудных месторождений, провальная опасность». В рамках этого направления в 2012 г. была завершена научная тема «Структура и функционирование гипогенных карстовых систем на примере Предгорного и Равнинного Крыма», в ходе которой были разработаны теоретико-методологические основы учения о гипогенном спелеогенезе, протекающим в глубоко погруженных геологических структурах при доминирующей роли напорных восходящих потоков карстовых вод; установлена его гидрогеологическая, геоморфологическая роль, типология и эволюция. Новая теоретическая концепция позволила осуществить генетическую интерпретацию карстовых полостей и выдвинуть концепцию приоритета гипогенного спелеогенеза в формировании современного карстового рельефа [11].

- «Роль, строение и функционирование эпикарстовой зоны карстовых массивов и ее значение для оценки ресурсов и защищенности подземных вод». В результате исследований разработана уникальная методика оценки уязвимости карстовых водоносных горизонтов, позволяющая определить ресурсы и степень защищенности вод эпикарстовых зон (зон коры выветривания и повышенной приповерхностной трещиноватости известняков, мощность которых в Крыму колеблется от 5 до 25 м) карстовых массивов Крыма [12].

По этим двум направлениям институт является ведущим в Мире. Материалы данных работ опубликованы в ведущих зарубежных рейтинговых журналах и в ряде монографий (одна – в США) [11].

В течение последнего десятилетия развивается проект «Теория и методы реконструкций природных условий прошлого по палеоклиматическим исследованиям карста и датировки отложений пещер (абсолютная геохронология), построение новой региональной шкалы хронологии событий плиоцен-плейстоцена для юго-востока Европы и Черноморского региона» [13]. Это исследование привело к существенному возрастанию коллекции датированных сталагмитов из пещер Крыма, получению важной палеогеографической информации о времени и условиях вскрытия гипогенных карстовых систем в Предгорье. Многолетнее сотрудничество с Кельнским университетом (Германия) и руководителем его лаборатории изотопной геохимии М. Штаубвассером позволило получить общую картину глубинного распределения более 50 химических элементов в ядрах из стен крымских пещер. Это существенно облегчило понимание геохимических аспектов протекания карстового процесса. В настоящее время продолжено плодотворное сотрудничество с Институтом геологии университета города Инсбрук (Австрия). Совместные работы заключались не только в отборе проб пещерного кальцита для анализа изотопного состава, датировки и выяснения генезиса, но и в организации в Крыму наблюдательной сети за изотопией атмосферных осадков, поверхностных и подземных вод.

Благодаря усилиям участников проекта «Маркировка и инвентаризация пещер Крыма» (совместно со спелеологами Крыма, России, Украины и др.) количество карстовых пещер в Кадастре полостей Крыма превысило 1600 шт.

С 2016 г. ИСК активно включился в крупнейший Всероссийский проект «Кадастр пещер России», инициируемый Русским географическим обществом.

В связи с широким развертыванием работ подъему экономики Крыма для восстановления его статуса как Всероссийской здравницы, ИСК принимает участие в оценке карстоопасности при строительстве дорог, газопроводов, гидротехнических, промышленных и гражданских объектов и охране природы на карстованных территориях.

Литература

1. Дублянский В.Н., Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н., Шутов Ю.И. Красная пещера. Опыт комплексных карстологических исследований. М.: Изд-во РУДН, 2002. 190 с.
2. Дублянский В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука, 1977. 182 с.
2. Дублянский В.Н., Клименко В.И., Вахрушев Б.А., Илюхин В.В. Карст и подземные воды горных массивов Западного Кавказа. Л.: Наука, 1985. 150 с.
4. Вахрушев Б.А., Дублянский В.Н., Амеличев Г.Н. Карст Бзыбского хребта. Западный Кавказ. М.: Изд-во РУДН, 2001. 165 с.
5. Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. М.: Наука, 1984. 125 с.
6. Вахрушев Б.А. Карстовый геоморфогенез Крымско-Кавказского горно-карстового региона: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Киев: Ин-т. Киев, 2004. 38 с.

7. Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова // Спелеология и карстология. 2009. № 3. С. 39-47.
8. Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология карста. М.: Наука, 1991. 274 с.
9. Амеличев, Г.Н. Средоформирующие ресурсы подземных карстовых ландшафтов: обзор, оценка и охрана // Культура народов Причерноморья. 2009. С. 139-146
10. Вахрушев Б.А., Топоркова Е.А. Обобщение мирового опыта по организации и функционированию карстолого-спелеологических национальных парков и туристско-экскурсионных спелеокомплексов карстовых ландшафтов // Научные записки Винницкого государственного педагогического университета, сер. География. 2001. Вып. 2. С. 24-31.
11. Klimchouk A.B. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective / A.B. Klimchouk. Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, 2007. 106 p.
12. Климчук А.Б. Эпикарст: гидрогеология, морфогенез и эволюция. Симферополь: УИСК – СОНАТ, 2009. 112 с.
13. Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. U/Th датирование спелеотем карстовых полостей юго-западной части Внутренней гряды Горного Крыма и определение возраста и динамики развития рельефа// Спелеология и карстология. 2011. № 7. С. 40-51.

КОНЦЕПЦИЯ СОХРАНЕНИЯ ПЕНЕПЛЕНА ГОРНЫХ СИСТЕМ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПУСТЫНЬ

Веселова Л.К.

Казахский национальный университет, Алматы, Казахстан, veselova.36@mail.ru

THE CONCEPT OF CONSERVATION PENEPLAIN OF MOUNTAIN SYSTEMS OF INTRACONTINENTAL DESERTS

Veselova L.K.

Kazakh National University, Almaty, Kazakhstan, veselova.36@mail.ru

Памяти
Дмитрия Андреевича Тимофеева

Одной из основных теоретических проблем геоморфологии и в 21 веке является проблема поверхностей выравнивания, в частности пенеплена. Разнообразие геоморфологических систем гор внутриконтинентальных пустынь отражает сложности эволюции доорогенной поверхности центрально-азиатского горного пояса, которая представляет собой пенеplen в классическом понимании данного термина [1].

Изучение пенеплена позволяет установить направленность развития рельефа, его возраст, генезис, основные этапы геоморфологической эволюции, использовать выявленные закономерности для научных рекомендаций по рациональному природопользованию и охране окружающей среды.

И.П. Герасимов и Ю.А. Мещеряков отмечают, что «исторический и генетический анализ крупных морфоструктурных черт рельефа суши должен основываться, прежде всего, на изучении поверхностей выравнивания и развитии гидрографических систем» [2].

В настоящее время разработаны общие вопросы теории поверхностей выравнивания. Однако частные проблемы, решение которых необходимо для дальнейшего развития теории, существуют и требуют своей разработки. Среди них первостепенное значение имеет проблема пространственно-временного аспекта формирования поверхностей выравнивания, их последующих преобразований и сохранения.

Это особенно актуально для гор эпиплатформенного орогенеза, исходной поверхностью формирования рельефа которых является пенеплен.

Пенеплен представляет собой глобальную длительно существующую денудационную поверхность выравнивания, образовавшуюся в результате разрушения гор в условиях нисходящего развития рельефа.

Б.Л. Личков [3] впервые противопоставил пенеплены, как остаточные поверхности выравнивания длительного нисходящего развития рельефа, денудационным поверхностям, которые образуются в короткие промежутки времени в процессе восходящего развития рельефа.

За исходную поверхность формирования современных геоморфологических систем гор внутриконтинентальных пустынь принят пенеплен – донеогеновая денудационная равнина платформенного этапа развития, реликты которой сохранились в пределах хребтов на разных гипсометрических уровнях, от 800-1000 до 5000 м абсолютной высоты, а в межгорных, внутригорных и предгорных впадинах находятся в погребенном состоянии. Это останцы глобального пенеплена, формирование которого происходило не только в течение всего мезозоя, но и палеогена. Поэтому начальный этап формирования современного горного рельефа следует относить к неогену, когда на всей территории преобладал донеогеновый пенеплен.

В результате эпиплатформенного орогенеза пенеплен подвергся качественно новым процессам рельефообразования. Наряду с формированием типов и форм горного рельефа происходило не только разрушение пенеплена, но и его сохранение – закон непрерывно-прерывистого развития рельефа. Преобразование, развитие рельефа происходит одновременно «с сохранением в рельефе видимой земной поверхности более и менее неизменных, реликтовых или продолжающих свое развитие форм, элементов, типов рельефа, геоморфологических ландшафтов» [4].

К таким относятся и донеогеновый пенеплен горных систем Саура, Тарбагатай, Джунгарского Алатау, хребтов Тянь-Шаня. В их пределах пенеплен состав-

ляет от 20-30 до 50-60% общей площади водоразделов. Пенеплен образует водоразделы почти всех рек. Исключение представляют водоразделы рек I-II порядков, расчленяющих склоны тектонических и эрозионных уступов, а также участки главных водоразделов с развитием форм ледникового рельефа. Это свидетельствует об относительной устойчивости водоразделов, их сохранении в течение длительного времени позднего кайнозоя.

Таким образом, в процессе эволюции горного рельефа происходило не только разрушение доорогенной поверхности, но и ее сохранение в виде отдельных останцов, образующих водоразделы рек разных порядков.

Многолетние исследования горных систем Тянь-Шаня, Джунгарского Алатау, Саура, Тарбагатай позволяют предложить следующую концепцию пространственно-временного сохранения донеогенового пенеплена. Принципом ее является единство процесса преобразования и сохранения доорогенной поверхности. Наличие в современном рельефе гор реликтов донеогенового пенеплена – результат развития единого процесса преобразования-сохранения, при котором действуют одни и те же факторы: тектонические, гидро-климатические, биогенные.

В зависимости от соотношения интенсивности их проявлений в пространстве и времени создаются различные условия эволюции пенеплена. Как система пенеплен может сохраняться при определенных условиях. О наличии таких условий свидетельствуют данные изучения реликтов пенеплена. Взаимодействие тектонических, гидро-климатических, биогенных факторов рельефообразования в течение неоген-четвертичного времени не только активно разрушало пенеплен, но и создавало возможность его сохранения. При этом следует различать происходящие процессы: деформации, расчленения, преобразования и сохранения пенеплена.

Деформация пенеплена определяет соотношение процессов преобразования – расчленения. Под деформацией понимается изменение топографической поверхности пенеплена. Прежде всего, его абсолютной высоты и углов наклона. Деформация пенеплена обусловлена проявлением дифференцированных новейших тектонических движений. Преобладание дизъюнктивных нарушений различной амплитуды создало ярусность рельефа гор эпиплатформенного орогенеза: единая доорогенная поверхность оказалась на разных гипсометрических уровнях. В зависимости от региональных и локальных проявлений тектонических движений участки пенеплена превратились в неотъемлемую часть предгорного, низкогорного, среднегорного и высокогорного ярусов рельефа с хорошо выраженной ландшафтно-климатической поясностью. Наличие ограничивающих каждый ярус тектонических уступов высотой до 1000 м и более предопределило развитие в них склоново-гравитационных процессов, относительно медленно разрушающих пенеплен. Поверхность пенеплена каждого из ярусов в зависимости от абсолютной высоты подвергалась экзогенным рельефообразующим процессам соответственно положения в том или ином ландшафтно-климатическом поясе: пустынном, степном, лугово-лесном, субальпийском,

альпийском, нивально-гляциальном. При этом всегда надо иметь ввиду изменения ландшафтно-климатических поясов в течение плиоцен-четвертичного времени.

Расчленение пенеплена происходит также в результате процессов линейной эрозии. Однако эрозионные процессы проявляются локально, они сосредоточены в пределах речных долин. За их пределами создаются условия для длительного сохранения поверхностей пенеплена, образующих водоразделы.

К основным факторам расчленения, преобразования – сохранения пенеплена относятся и ледники. Проявление указанных процессов различной степени интенсивности зависит от типа оледенения, морфологического типа ледников. Особенности ледниковых форм рельефа «с сохранившимися фрагментами пенеплена свидетельствуют о двоякой роли оледенения в существовании древнего пенеплена» [5]. Долинные и каровые ледники способствовали разрушению пенеплена, а ледники плоских вершин, ледники подножий предохраняли пенеплен от разрушения, бронировали поверхность, так как обладали слабой экзарационной способностью. Сохранению фрагментов пенеплена благоприятствовали аккумулятивные ледниковые формы – морены полупокровного оледенения.

Классическим примером сохранения пенеплена в горных системах внутриконтинентальных пустынь является Джунгарский Алатау, где пенеплен сохранился на всех шести ярусах рельефа (площадь около 7000 кв. км). Наибольшие площади пенеплена сохранились на высотах 2000-2800 м [6].

В течение плейстоцена роль ледниковых процессов в сохранении или расчленении пенеплена менялась. Так в период развития полупокровного оледенения преобладали условия сохранения пенеплена. Долинные оледенения средне- и верхнечетвертичного времени способствовали усилению процессов разрушения пенеплена. Это наблюдается и в настоящее время. В тоже время в пределах ярусов рельефа претерпевших полупокровное оледенение, наличие многолетней мерзлоты способствует сохранению пенеплена (рисунок 1).

Таким образом, тектонические, ландшафтно-климатические, гидрологические условия, их изменения вносят существенные различия в общий процесс преобразования – сохранения пенеплена, обуславливая индивидуальность морфологических и морфометрических характеристик реликтов донеогенового пенеплена.

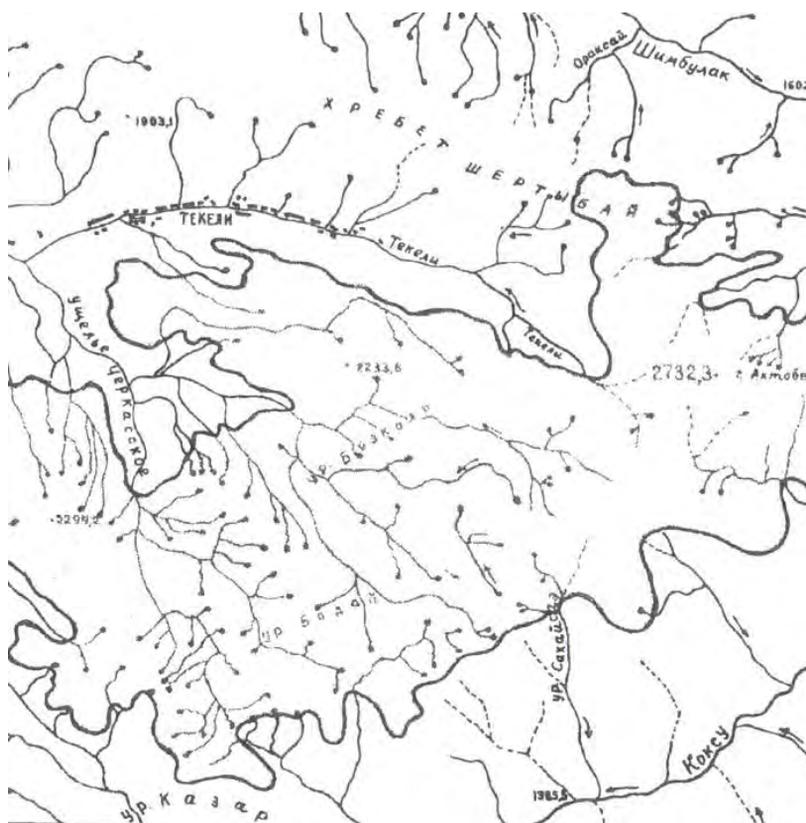


Рис. 1. Пенеплен районов развития многолетней мерзлоты в бассейне р. Текели (Джунгарский Алатау)

Литература

1. Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши. М.: Наука, 1979. 270 с.
2. Рельеф Земли. М.: Наука, 1967. 331 с.
3. Личков Б.Д. О горных денудационных поверхностях и их происхождении // Изв. ВГО. Т. 77. вып. 4. 1945.
4. Тимофеев Д.А. Неравномерность развития и сохранность рельефа // Основные направления развития геоморфологической теории. Новосибирск, 1982. С. 136-156.
5. Богданова Н.М. Значение невально-гляциальных процессов разрушения и сохранения древнего пенеплена Тянь-Шаня // Поверхности выравнивания и коры выветривания. Москва: Наука, 1976. С. 145-148.
6. Веселова П.К. Эволюция доорогенной поверхности Центрально-Азиатского горного пояса // Вестник КазНУ. Сер. Географическая, 2003. № 1(16). С. 58-62.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН ГОРНЫХ РАЙОНОВ, ПРИМОРСКИХ НИЗМЕННОСТЕЙ И ШЕЛЬФА АЗИАТСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ³

Виноградова О.В.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Москва, Россия, o.v.vinogradova@gmail.com

CLASSIFICATION OF BURIED VALLEYS OF THE ASIAN PART OF RUSSIAN MOUNTAIN REGIONS, COASTAL LOWLANDS AND SHELF

Vinogradova O.V.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia,
o.v.vinogradova@gmail.com

Погребенные долины образованы реками, функционирующими в прошлые геологические эпохи и впоследствии перекрытыми более молодыми отложениями. Они широко распространены, как на равнине, так и в горах. Изучение погребенных долин имеет большое значение при решении практических задач (поиски нефти, россыпей, подземных вод, строительных материалов, решения инженерных задач и т. д.), и при изучении истории формирования рельефа.

В горных районах Азиатской части России и примыкающих к ним Приморских низменностях и шельфе погребенные долины вскрыты бурением в связи с поисками и разведкой россыпей. Как правило, погребенные долины рассматривались лишь как объекты, вмещающие россыпи. Их изучение долгое время носило региональный характер и ограничивалось выяснением условий формирования и захоронения россыпных месторождений. Описание же самих долин, их морфологии, закономерностей формирования и эволюции немногочисленны [1, 2, 4-6]. Не разработана и классификация погребенных долин.

Первая серьезная попытка исследования погребенных долин горных районов была сделана Ю.П. Казакевич [3]. В своей монографии она обобщила сведения о разведанных к тому времени россыпных районах России. При этом, наряду с характеристиками рудно-россыпных районов, ей анализировались материалы по погребенным долинам, вмещающим россыпи, по следующим критериям – положению долины в определенной геологической структуре, положению относительно современных долин и возрасту аллювиальных отложений, залегающих в погребенных долинах. Обозначив приуроченность погребенных россыпей к определенным морфоструктурам, как важнейший классификационный признак, к более детальной классификации Ю.П. Казакевич, впрочем, как и

³ Работа выполнена по бюджетной теме Лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева и гранту Президента РФ для поддержки ведущих научных школ (проект НШ 45 65. 2016.5)

другие исследователи, не возвращалась. Так как Ю.П. Казакевич были рассмотрены аллювиальные россыпи, данные об их возрасте и положении в определенной тектонической структуре использованы нами при анализе вмещающих их долин. Эти данные были уточнены и существенно дополнены опубликованными результатами исследований погребенных долин и истории их формирования по районам, разведанным в последние 45 лет. Более подробные сведения получены по погребенным долинам трех крупных районов Восточной Сибири – Алданском, Куларском и Бодайбинском, исследованиями которых мы непосредственно занимались на протяжении многих лет. Данные литературных источников и результаты наших исследований, собранные в единый информационный массив послужили основой для исследований закономерностей формирования погребенных долин и создания классификации погребенных долин горных районов Азиатской части России и примыкающих к ним приморских низменностей и шельфу (табл. 1).

Классификационным признаком и одним из важных моментов при решении вопросов поиска погребенных долин является устойчивость их планового положения на протяжении всей истории развития. Этот вопрос является дискуссионным. Ряд исследователей считают, что унаследованность является одним из основных свойств долин. В то же время в литературе отмечены многочисленные случаи изменения рисунка современной речной сети и отдельных участков долин относительно погребенных. Это соотношение рассмотрено нами для каждого выделенного типа погребенных долин.

В горных районах, приморских низменностях и шельфе Азиатской части России отмечается разнообразие типов погребенных долин, которое, в первую очередь определяется структурно-тектоническим фактором и условиями залегания. Погребенные долины объединяются в три крупные группы – долины образованные в условиях интенсивных поднятий и дифференцированных тектонических движений, формирование которых обусловлено постоянным или дискретным врезанием потока; вторая группа объединяет погребенные долины, формирующиеся в условиях отрицательных тектонических движений. К ним относятся погребенные долины переходных от поднятий к опускающимся структурам территорий и погребенные долины впадин. Погребенные долины впадин инверсионного развития могут представлять собой фрагменты речных долин, врезавшихся в поверхность поднятых блоков и сохранившиеся при их опускании в днища впадин, либо формироваться по аккумуляционному типу синхронно с погружением впадин. В эту группу входят также погребенные участки долин, образованные в результате опускания отдельных блоков по разломам, погребенные долины приморских низменностей. Особую группу составляют долины шельфа, сформированные в результате трансгрессий Мирового океана.

Таблица 1

Типы погребенных долин горных районов, приморских низменностей и шельфа Азиатской части России

Группы погребенных долин	Погребенные долины, приуроченные:	Характер рельефа	Возраст погребенных долин	Унаследованность положения в плане	Районы распространения
Погребенные долины поднимающихся территорий	к ниггенсивного поднимающимся структурам	средне-высокогорный, часто приурочены к водоразделам	плейстоцен	разобиты с современными долинами	Горы Восточной Сибири
	к структурам, испытывающим дифференцированные движения.	низко-среднегорный, склоны поднимающихся хребтов	плейстоцен	в контурах современных долин.	Патомское нагорье, Колымский массив, Юдомское нагорье, Западная Чукотка, Кулар, Алтай
Погребенные долины территорий, испытывающих опускание	к переходным зонам, склонам депрессий и впадин	склоны хребтов и узкие линейно-вытянутые параллельно хребтам впадины	палеоген – плейстоцен	на склонах хребтов – унаследованного, в пределах впадин разобиты	Нижне-Амурская, Чаунская, Ашайско-Чукотская, Тувинская.
	к впадинам инверсионного развития	в днищах эпишатформенных впадин,	поздний олигоцен-плиоцен	разобиты с современными долинами	Южно-Уральская, Южно-Енисейская, Пенжинская, Чаунская впадина, Сеймчано-Буяндинская
	к впадинам унаследованного развития	формирование погребенных долин в толще моласс	Палеоген-плейстоцен	разобиты с современными долинами	Юго-восточный Урал
	к неглубоко залегающим погружающимся блокам эпишатформенным впадинам	низкогорный отдельные горные массивы	плейстоцен	в контурах современных долин	Камчатская, Нижнеамурская
	к впадинам, испытывающим дифференцированные движения, в связи с колебаниями уровня Мирового океана	в приморских низменностях Северных и Северо-Восточных морей	палеоген-ранний плейстоцен	разобиты с современными долинами	Валькарaysкая Приморская, Колымская низменность
	к зонам пересечения разломов (долины-грабены)	к локальным участкам переуглубления долин-грабенов и развития карста	ранний - средний плейстоцен	в контурах современных долин	Алданский, Ленский, Колымский
Подводные погребенные долины	к опускающимся впадинам окраинных морей	к шельфам морей	доплейстоценовый	перекрыты водами при трансгрессии Мирового океана	Северный и Восточный шельф Восточной Сибири, Чукотки

Степень унаследованности выделенных типов долин различна и определяется направленностью тектонических движений и их амплитудой. Чем больше амплитуда движений, тем менее четко выражено свойство унаследованности речной сети. В районах интенсивно поднимающихся структур погребенные долины встречаются в виде отдельно сохранившихся фрагментов на водоразделах, седловинах и склонах и, вследствие тектонической активности территории, разобщены в плане с современными долинами. Проявление дифференцированных движений обуславливает сложный морфологический облик погребенных долин и высокую степень их унаследованности, которая проявляется в рисунке современной гидросети, в повторении морфодинамических типах русла, в устойчивом положении устьев притоков и даже отдельных русловых форм.

В случае однонаправленного погружения территории эта связь ослабевает с возрастанием глубины погружения – при незначительном опускании территории и небольшой мощности перекрывающих отложений современная гидросеть наследует рисунок погребенной, при более значительных опусканиях эта связь утрачивается вплоть до радикального изменения положения современной речной сети.

Литература

1. Виноградова О.В. Особенности формирования и эволюции речной сети в горных районах Азиатской части России // Геоморфология. 2012. № 1. С. 10-21.
2. Гольдфарб Ю.И. Динамика формирования, классификация и возраст аллювиальных россыпей золота Северо-Востока Азии. Автореф. дис.... докт. геол. наук. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2009. 49 с.
3. Казакевич Ю.П. Условия образования и сохранения сложных погребенных россыпей золота М.: Недра.1972. 215 с.
4. Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии. Известия Всесоюзного географического общества, 1977, Т. 109. № 5, с. 412-417.
5. Постоленко Г.А. Становление современных долин и его значение для геологии россыпей// Геоморфология. 2013. № 3.С. 11-23
6. Уфимцев Г.Ф, Щетников А.А., Филинов И.А. Последний эрозионный врез в речных долинах юга Восточной Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 8, с. 1108-1113.

ВАЖНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Жиров А.И., Лопатин Д.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
Санкт-Петербург, Россия, zhirov84@mail.ru, lopatin12@yandex.ru

PRETENTIOUS TRENDS OF THEORETICAL GEOMORPHOLOGY DEVELOPMENT

Zhirov A.I., Lopatin D.V.

Saint-Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg,
Russia, zhirov84@mail.ru, lopatin12@yandex.ru

В настоящее время наблюдается бурное развитие геоморфологии. Показателем этого процесса является ветвление ствола общей геоморфологии на всё более узкие и углублённые тематические направления: структурная, эволюционная, инженерная, поисковая, эстетическая, экологическая, рекреационная и др. Это свидетельствует о практической востребованности знаний о рельефе. Бурно развивается и методико-методологическая база науки, особенно внедрение ГИС-технологий и данных ДЗЗ. Большие перспективы мы связываем и с внедрением в методологию концепций симметрии, фракталов, системно-морфологического основания наук о Земле и др. Геоморфология, по словам Майкла Кирха [1], становится более строгой точной наукой, что отражает устремления последователей традиционной, аналитической геоморфологии. Но, с другой стороны, геоморфология все более заинтересована в решении социально-экономических проблем, оценке изменений окружающей среды, во взаимодействии с социально-гуманитарными науками [1]. В.Н. Невский [2, с. 12] называет это второе направление геоморфологии синтетическим, экспериментальным, когда на стыке геоморфологии с другими науками следует ожидать появления новой смысловой информации.

Хуже дела с разработкой теории геоморфологии. Не создано единой и общепринятой систематики рельефа, хотя триада единства морфологии, генезиса и возраста К.К. Маркова, предложенная в 1929 г [3], ни у кого не вызывает возражений. Не отработан до аксиоматичности понятийный язык науки. Созданы лишь терминологические словари-справочники с перечислением множества понятий для одного термина, часто противоречащие. Поэтому приходится тратить место на объяснение элементарных понятий, таких, как «горный хребет» или «морфоструктура» [4]. Отсутствует кодекс понятийного языка науки, обязывающий к уважению и строгому отношению к терминологии. Кодекс лежит в основе фундамента науки, её базиса, определяет правила функционирования науки. Он делает ненужными бесконечные терминологические дискуссии. В геологии все споры были закончены уже к началу 20-го в. В геоморфологии ак-

сиомизация терминов происходит медленно и даже перманентно. В результате мы «проспорили» главного заказчика нашей продукции – Государственную геологическую карту. Мы до сих пор спорим о предмете, означающем рельеф земной поверхности: слой, зона или поверхность, а без аксиомизации этих понятий нельзя и думать о систематике рельефа, о картировочных единицах и итоге – геоморфологической карте. Поэтому средства на картирование рельефа получают геологи, топографы и геодезисты, а не геоморфологи. Впечатление, что академическая наука существует сама по себе и не связана с прикладными задачами по изучению рельефа местности и динамических процессов. Непонятно - какую геоморфологию надо преподавать в вузах, на какого работодателя ориентироваться? А реформирование образования в вузах требует определённого ответа на эти вызовы. Чиновники-реформаторы далеки от понимания прикладного значения геоморфологии и в итоге темы квалификационных работ и сами работы попадают не к геоморфологам, а к петрографам.

Необходимо строго и однозначно определить терминологическую основу понятийного языка, создать учебник по теории геоморфологии с определением геоморфологических аксиом. На их основе были бы определены общие и частные законы, была бы сформулирована теория науки, её методология, методы геоморфологического анализа рельефа и их преломление в прикладной сфере создания рыночной продукции или услуг. Необходимо найти и установить связь с потенциальными работодателями для корректировки учебного процесса и трудоустройства выпускников вузов.

Важнейшей задачей формализации геоморфологии, отличающей её от геологии и физической географии, является морфологическая систематика, опирающаяся на геометрические законы дискретизации топографического континуума с целью построения из элементарных поверхностей геоморфологического целого. Проанализировав достоинства всех геоморфологических школ, мы пришли к мнению, что важнейшим свойством рельефа является геометрический закон деления единой топографической поверхности на элементарные части, в зависимости от их уклона, вертикальной и горизонтальной кривизны. Понимание земной поверхности как геометрической физической поверхности придаёт геоморфологии эксклюзивность, отличающую её от смежных наук. Возможность математических манипуляций с дискретными элементами поверхности выводит геоморфологию в семью точных наук. Все ученые на геоморфологических картах сначала фиксируют элементы поверхности как основу, и лишь затем надстроечные функции - генезис и возраст, относя их к оболочке, зоне или слою. Рельеф является одновременно и слоем, но слоем энергетическим, чья поверхность развивается под воздействием разности потенциалов между эндо- и экзодинамическими процессами.

Классификация, основанная на этих принципах, была предложена А.Н. Ласточкиным [5], поддержана НТС ВСЕГЕИ, «МинПриродой» [6] и подтверждена практическими результатами [7]. Согласно этой классификации, вся земная поверхность в вертикальной составляющей подразделяется на элементарные, од-

народные по своей геометрии, а, значит, и генезису, поверхности, разделяющие их линии, верхние и нижние точки схождения граней рельефа. Верхние линии схождения граней называются гребневыми линиями, а нижние – килевыми. Выделяются также линии положительных и отрицательных перегибов склонов. Все элементарные поверхности (вогнутые, выпуклые и прямые), разделяющие их линии и характерные точки компонуется в три матричные таблицы. Всем им, в зависимости от положения в рельефе, придаются классификационные буквенные индексы. 96-ть элементов исчерпывают все разнообразие элементарных форм, из которых компонуется рельеф на Земле, вне зависимости от физической среды его развития: воздушной, подводной или подлёдной. Разделяющие их линии, называются морфоизографами. Все элементы земной поверхности, разделяющие их линии и точки, выделяются по строгим геометрическим правилам [5]. Из полученных морфологических единиц можно сложить рельеф любой сложности и однозначной геометрической точности. А учитывая, что крутизна склонов, форма в профиле и плане, экспозиции тесно связаны с генезисом, то не сложен будет переход от количественного к качественному анализу рельефа. Здесь можно использовать и индикационное дешифрирование дистанционных материалов. Такой геометрический анализ в настоящее время представлен в ГИС-технологическом выражении школой Т.П. Варшаниной в аспекте инженерной географии и имеет устойчивый рыночный спрос [8].

Но есть и критики системно-морфологического анализа рельефа. Наиболее полно, но и лаконично, высказался наиболее авторитетный теоретик геоморфологической науки Д.А. Тимофеев [9, стр.13]. Он пишет: «Все это разнообразие элементов группируется в таблицы-матрицы, и каждый элемент обозначается математическим индексом или схемой-рисунком. В итоге образуется трудно читаемый ребус – набор индексов и значков, напоминающих клинописные подписи-рисунки на стенах древнеегипетских храмов...». Но, опасения великого учёного оказались напрасными. Наши студенты и аспиранты с лёгкостью справляются с картосоставительскими работами по рельефу дна Мирового океана и подлёдному рельефу Антарктиды [10, 11].

Использование системно-морфологического анализа уже способно решить часть задач, реализовать те направления, о которых писали Майкл Кирх [1], Саймон Дэдсон [12] и другие: поиск закономерностей вещественных потоков на земной поверхности; организация геоморфологической информации и представлений о процессах через пространственные и временные отношения; познание роли рельефа в современном климате и в долгосрочной перспективе; выявление связи между рельефом, тектоникой и циркуляцией атмосферы, связи между биологическими процессами и поверхностью Земли. Геоморфология должна играть важную роль в мультидисциплинарных исследованиях как каркасная основа, считал М. Саммерфилд [13], стать наукой «нового типа», претендующей на интегрирующую роль в географии и геоэкологии, о чем мечтал О. Слэймэйкер [14], что подразумевалось нами при написании учебника по «Прикладной экологии» [15].

Будущее геоморфологии, как отмечает В.Н. Невский [2, с. 12], должно базироваться не только на новейших технологиях для «уточнение полученных данных, увеличение точности измерений, унификация картографических работ, районирования и классифицирования», что важно, но производит все меньше новой смысловой информации. Изучение естественной структуры земной поверхности позволяет сопоставить её, благодаря использованию универсальных законов симметрии, со структурой антропогенно созданных объектов и потоков вещества, а в эволюционном плане – с местами активного этногенеза, зарождения цивилизаций и деятельности человека в прошлом.

Процесс унификации геоморфологических исследований - сложный процесс. Геоморфологи привыкли использовать широкий спектр альтернативных методик исследования и попытки их систематизировать и структурировать провалились [16, с. 428]. В Северной Америке, да и у нас, часто сопоставление методов не применялось, а фрагментация и переименование легенд привели к упадку геоморфологического картографирования к концу XX века [17]. В Европе предпринимались попытки создания комплексной легенды, но отсутствие стандартной методики и общепринятой легенды привело к тому, что геоморфологическое картографирование стало некой «стерильной зоной» исследования. Поэтому с 1980-х годов создавали и использовали прикладные наземные и морские геоморфологические карты специалисты в области прикладной, а не академической геоморфологии [18, с. 4]. В России предпринимались попытки составления унифицированных легенд, но не на морфологической, а морфогенетической основе. Но для развития геоморфологии необходима единая методика, как геоморфологического исследования, так и картографирования.

В связи с вышеизложенным, мы предлагаем руководству Геоморфологической комиссии РАН учредить комиссию по выработке геоморфологического кодекса общепринятых основ терминологии, общих и единых требований к систематике рельефа земной поверхности, определению парадигм науки, её аксиом, законов, геоморфологических методов и написать на этой основе учебник, определяющий статус-кво науки и вектор её использования в прикладном отношении. Нужно ввести в комиссию, кроме сотрудников РАН, представителей отраслевых институтов Минприроды и вузов.

В настоящее время происходит упрощение образовательных программ и ликвидация геоморфологической школы как таковой. Ситуация не терпит промедления. И если мы не решим указанных проблем, то мы рискуем потерять геоморфологическое образование и науку в целом.

Литература

1. Church Michael The trajectory of geomorphology // Progress in Physical Geography, June, 2010, vol. 34, no. 3, pp. 265-286.
2. Невский В.Н. Геоморфология и Постмодерн // Научный диалог. 2015, № 2 (38). С. 6-20.
3. Марков К.К. О геоморфологической карте // Геологический вестник. 1929. - Т.7, вып. 1-3. С. 34-41.

4. Гаврилов А.А. Некоторые вопросы геоморфологической терминологии // Геоморфология. 2015. №3. С. 14-24.
5. Ласточкин А.Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле. СПб., СПбГУ, 2002. 762 с.
6. Ласточкин А.Н., Зинченко А.Г. Методика геоморфологического картографирования шельфа и континентального склона Российской Федерации (применительно к задачам Госгеолкарты-1000). ЗАО «Геоинформмарк». М. 2001. 38 с.
7. Прикладная геоморфология на основе общей теории геосистем / Под ред. А. Н. Ласточкина. СПб., СПбГУ, 2008. 391 с.
8. Варшанина Т.П., Плисенко О.А., Теплоухов С.В. Автоматизированное построение иерархии геоморфосистем // Труды XXXIV Пленума ГКРАН. Волгоград, 2014, с. 68-70.
9. Тимофеев Д.А. Фундаментальные основы геоморфологии: степень изученности, перспективы изучения / Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии. Избранные труды. М., Медиа-Пресс. 2011. с. 13-14.
10. Ласточкин А.Н., Егоров И.В., Кузнецов Т.В. Исследование строения подводной поверхности и дизъюнктивной морфотектоники осевой зоны Срединно-Атлантического хребта // Вестник СПб ун-та. Сер.7. 2012. Вып.1. с. 50-63.
11. Геоморфологический Атлас Антарктики / Гл. ред. А.Н. Ласточкин. СПб., СПбГУ, Изд-во «Карта». 2011. 256 с.
12. Dadson Simon Geomorphology and Earth system science // Progress in Physical Geography, June, 2010, vol. 34, no. 3, pp. 385-398.
13. Summerfield M.A. The changing landscape of geomorphology // Earth Surface Processes and Landforms. 2005. Vol. 30. pp. 779-781.
14. Slaymaker O. The future of geomorphology // Geography Compass. 2009. Vol. 3/1. pp. 329-349.
15. Дмитриев В.В., Жиров А.И., Ласточкин А.Н. Прикладная экология. М., Академия, 2008, 601 с.
16. Encyclopedia of geomorphology. Volume 1 and 2. Goudie A.S. (ed.). Routledge Ltd, 2004. 1202 p.
17. Smith B.J., Warke P.A., Whalley W.B., 2002. Landscape development, collective amnesia and the need for integration in geomorphological research. Area 33 (4), pp. 409-418.
18. Griffiths J. S., Smith M. J., Paron P. Geomorphological mapping: methods and application, 2011, 236 p.

ТЕХНОЛОГИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Игнатов Е.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Москва, Россия, ign38@mail.ru

GEOMORPHOLOGICAL RESEARCH TECHNOLOGIES

Ignatov Ye.I.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia,
ign38@mail.ru

Технология – это (искусство, мастерство, умение) совокупность методов обработки, изготовления, изменения состояния, свойств, формы сырья, материала или полуфабриката, осуществленного в процессе производства продукции. Задача - как науки - выявление физических-, химических, механических- и других закономерностей с целью определения и использования на практике наиболее эффективных и экономичных производственных процессов (Советский энциклопедический словарь, под ред. А.М. Прохорова, 4-е изд. М.: Сов. Энциклопедия, 1986).

С.И. Ожегов в "Словаре русского языка" (М.: Рус.яз., 1987) дает следующее определение: "Технология – совокупность производственных процессов в определенной отрасли производства, а также научное описание способов производства.

В нашем понимании технология – это механизм или процесс выполнения, или производства научно-исследовательских работ, в частности, геоморфологической направленности или специализации. В этом процессе основным является определение структуры организации научных исследований, хода и последовательности предпринимаемых действий от разработки конкурсной тематики предстоящих исследований, заключения договорных обязательств, постановки цели и задачи исследований, согласованных с заказчиком, до завершения работ и передачи заказчику полученных результатов и отчетных материалов.

Алгоритм всех применяемых для реализации процедур позволяет таким образом оптимизировать процесс выполнения научных изысканий и повысить результативность искомых аналитических выводов и заключений.

На первом этапе, основываясь на опыте исследователя, осуществляется выбор темы, объекта и цели социального заказа или идеи научной проблемы. Определив цель выполнения исследований, устанавливается набор задач для её достижения. Дается обоснование методологической направленности исследовательского процесса, избирается набор методов, способов и приемов изучения объектов и уточняется процедура исследовательских действий.

Далее определяется комплекс приборов, инструментария и средств отбора образцов горных пород и рыхлых отложений, а также проб на различные виды

анализов. При этом немаловажное значение имеет выбор транспортных средств для передвижения и доставки технических средств, оборудования и собранных образцов в экспедиционный период.

В соответствии с договором составляется программа и план проведения научно-исследовательских работ на период изысканий. Программа исследований подразделяет всю систему работ по специализации научных тематических задач. В календарном плане дается наименование этапов работ, определяется масштаб и объем рабочего процесса по каждому периоду исследования.

Общий порядок всех подготовительных и поэтапных действий и процедур можно упорядочить следующим образом:

1. Оформление документации для прохождения конкурса и заключения хозяйственного, коммерческого или творческого договора.

2. Разработка и утверждение технического задания, программы и плана работ.

3. Авансирование работ для решения организационных вопросов творческого коллектива.

4. Подготовительный этап работ, включая: сбор и анализ априорной информации, фондовых данных, литературных сведений, аэрокосмических снимков, картографических материалов. Предварительный анализ и составление первичных аналитических заключений, предварительных рабочих вариантов геоморфологических и иных тематических карт, дешифровочных основ аэрокосмических снимков и др.

5. Основной этап экспедиционных полевых или морских исследований для сбора фактических данных, отбора образцов формирующих рельеф пород и рыхлых отложений, донных осадков и прибрежно-морских наносов, проведения системных наблюдений, получения режимных сведений о морфологии и динамике рельефа, геологическом строении и рельефообразующих процессах.

6. Камеральный этап включает обработку проб и образцов, построение геоморфологических профилей и карт, интерпретация геофизических регистрограмм, уточнение особенностей геоморфологического строения изучаемого объекта, формулировка выводов и рекомендаций.

7. Завершающий этап состоит из написания, оформления и защиты отчета, передачи заказчику всех отчетных материалов. Подписание акта о приемке завершенных работ и финансовые расчеты.

Далее приводятся примеры технологических оценок и процессуальных решений на двух важнейших общегосударственных геоморфологических объектах. В данном сообщении представлены некоторые технологические предложения по решению обозначенных проблем.

Географические проблемы выбора трассы и сооружения постоянного транспортного перехода через Керченский пролив. В апреле 1999 г впервые в новейшей истории встал вопрос о разработке проекта транспортного перехода через Керченский пролив. Помимо вариантов расположения участков перехода предполагалось также рассмотреть и варианты технического решения, а имен-

но: тоннель, мост или совмещенный проект «тоннель – мост» (тоннель для железнодорожного транспорта, а мост для автомобилей); гидроузел, состоящий из дамбы с мостом над судоходной частью пролива в зоне фарватера. В то же время рассматривалась и всесторонняя реконструкция паромной переправы.

Следует отметить, что все варианты обязательно проходили и процедуру оценки воздействия на природные среды. В этой связи в 2002 г. по договору с ОАО "Гипротрансмост" Е.И. Игнатов и С.В.Чистов [1] выполнили НИР по теме "Основные проблемы современного состояния окружающей среды, землепользования и археологии в районе Керченского пролива". В предпроектном обосновании авторами были затронуты вопросы особенностей гидрологических условий, геоморфологии берегов и дна Керченского пролива, факторов и условий их формирования; динамических экзогенных процессов; проведён анализ состояния использования земель в прибрежной зоне Керченского пролива и дана краткая археологическая характеристика региона в сравнительном аспекте различных вариантов транспортного перехода. Рассматривались варианты перехода с косы Чушка на Керченский полуостров, а также вариант через остров-косу Тузла. Тогда авторы [1] впервые обосновали перспективность последнего из перечисленных вариантов. В том же году со стороны Таманского полуострова была сооружена дамба в сторону о-ва Тузлы, что ещё более увеличило перспективность такого решения.

В 2014 году идея создания устойчивой транспортной артерии, соединяющей новый федеральный округ России - Крым с Краснодарским краем, стала не просто актуальной, но и жизненно необходимой, что потребовало скорейшего выполнения репрезентативной оценки всех геолого-географических факторов, воздействующих на безопасность объекта и сохранность окружающей среды прибрежной зоны и акватории Керченского пролива.

В конкретных природных условиях, на фоне отмеченных в последние десятилетия изменений климата реализация такого рода крупного проекта осуществляется с обязательным учетом, во-первых, природных особенностей региона, а во-вторых, всех возможных вариантов транспортных переходов как с чисто технической точки зрения, так и в связи с разнообразными вариантами их размещения.

Задача для географов заключается в том, чтобы обоснованно выбрать вариант, минимизирующий технологические и экологические потери при обеспечении необходимых условий безаварийной работы создаваемых систем инженерных сооружений. В данном сообщении представлены некоторые предложения по решению обозначенных проблем.

Геоморфологические аспекты технологии защиты берегов Имеретинской низменности. Сооружение Олимпийского комплекса в г. Сочи на берегу Черного моря в пределах Имеретинской низменности требовало также решения проблемы обустройства, сохранения ландшафтной привлекательности и устойчивости береговой зоны, а также поддержание её в нормальных санитарно-гигиенических условиях. Предусматривалось создание прогулочной набереж-

ной и пляжа вдоль мористой стороны Олимпийской деревни. Однако в процессе реализации этих запланированных мероприятий строители столкнулись с непредвиденными трудностями и, прежде всего, по защите самих берегов. Технология защиты морских берегов – это процесс разработки и реализации совокупности методов, направленных на обеспечение создания или сохранения условий благоприятных для обитания населения, хозяйственного использования прибрежной зоны и устойчивого развития территории.

Технологический процесс берегозащиты предусматривает выполнение курса последовательных взаимосвязанных и взаимообуславливающих мероприятий по оценке объекта назначения, начиная со сбора и анализа априорной информации, проведения научных исследований и полевых экспедиционных изысканий и наблюдений, аналитической обработки полученных материалов, выбора вариантов и способов защиты или сохранения морских берегов, исходя из социальной и экономической целесообразности; разработку рабочего проекта; математическое, компьютерное и гидравлическое моделирование гидротехнических проектных решений, экспертизу (государственную и/или независимую) принятых проектных решений; строительство гидротехнических сооружений по одобренному и утвержденному проекту; авторская или технологическая корректировка выявленных недостатков и отклонений от проекта, в том числе вызванных стихийными бедствиями.

Выбор вариантов защиты берегов может предусматривать следующее:

А/. Воссоздание свободного пляжа методом искусственной отсыпки песчано-галечных наносов.

Б/. Берегоукрепление методом строительства волноотбойных стен или волноломов, гасящих энергию штормовых волн.

В/. Защита берегов от волнового воздействия методом проникающих конструкций или подводных волноломов.

Г/. Сохранение аккумулятивных форм методом перехвата потока наносов бунами или подпитка пляжа наносами соответственно мощности вдольберегового потока, выполняя байпассинг или даунпассинг.

Д/. Существуют и другие способы аварийной защиты берегов в виде каменно-глыбовых или тетраподовых набросок.

Пример дискуссии на совещании в «Олимпстрое» 19.01.2012г. по технологии защиты берегов Имеретинской низменности (пикеты 5 – 15)

Причины разрушения строящихся берегозащитных конструкций:

1. Низкие темпы строительства, отстающие по времени с защитой от сценариев развития природных процессов в осенний штормовой период, создали критическую ситуацию.

2. Отклонение от плана поэтапного выполнения работ с нарушением технологии исполнения проектных решений.

3. Возможный приход катастрофических штормов недоучтенных масштабов. Например, как это произошло 12-14 декабря 2009 г. с разрушением секций строящегося юго-западного мола порта Имеретинского в том же Адлерском

районе г. Сочи. Высота волн достигала 9 – 10 метров, что в 2 раза больше, чем расчетные для строительного периода [2].

4. По расчетным данным ГОИНа, высота волны открытого моря 1% обеспеченности может составлять до 12 -15 м [3]. В Октябрьский шторм 2011г высота волны обрушения составляла 6 м.

5. Не велась отсыпка галечного материала для формирования пляжа с учетом румбовой составляющей поля разноса грунтов в месте разрыва потока наносов до прихода ожидаемого ближайшего осеннего шторма

Что делать при сложившейся катастрофической ситуации!

В надводной части береговой зоны на супралиторали.

1. Ничего не ломать. Ломать – не строить. Слишком много уже сделано. Выйдет дороже затраченного. Надо сохранить то, что уже создано.

2. Срочно продолжить сооружение берегозащитного комплекса в полном соответствии с проектной документацией.

3. Работы по отсыпке пляжа срочно восстановить и продолжить до достижения оптимума расчетных параметров, ускорив темпы строительства.

4. Исправить все технологические нарушения проектных решений. Правильно переложить плиты гексобитов с зацепом, в том числе на размытых участках.

5. В крайнем случае сделать аварийную каменную наброску на пляже.

В подводной части береговой зоны на сублиторали.

1. Срочно строить проницаемую стенку из тетрапод на проектной глубине 6 м., фиксируемую разреженным рядом из набивных свай.

Оценка альтернативных вариантов берегозащиты Имеретинской низменности. Использование полимерных материалов для укрепления поверхности песчано-галечного пляжа

1. Закрепленный участок пляжа будет работать как мыс и приведет к размыву на соседних участках этой новой сформировавшейся абразионно-аккумулятивной дуги.

2. Поверхность пляжа с полимерным покрытием будет способствовать увеличению силы конечного заплеска штормовой волны в глубине наката за счет уменьшения потерь объема скатертного потока на фильтрацию в грунт.

3. Кроме того, следует учитывать, что сила волнового давления составляет от 20 до 80 т/кв. м. Такой нагрузки полимерная пленка не выдержит и будет вскрыта при первом же шторме. Аналогичное явление можно наблюдать в тропиках на пляжах, где образуются корки карбонатной цементации.

4. Применение полимерных материалов возможно на спокойной воде вне зоны развития волновых процессов.

5. Кроме того полимерное покрытие ухудшит экологический фон береговой зоны. В приурезовой части пляжа эта корка покроется микроводорослевой слизью также как валунно-каменная отмостка в воде. Но требуется эксперимент.

Каменные наброски.

1. Можно набросать каменно-глыбовые или тетраподовые отмостки и в этом месте они возможно будут держаться какое-то время, но это выведет полностью

берег из рекреационного природопользования.

2. Это спровоцирует размыв пляжа на соседнем участке с подветренной стороны каменной наброски до мыса Константиновский до тех пор, пока не вырабатается абразионно-аккумулятивная дуга динамического равновесия и сам мыс будет смыт.

3. Их сооружение приведет к уничтожению нескольких улиц в южной приморской части г. Адлера.

4. Активизируется деятельность подводного каньона и врезание его вершинной части в подводный береговой склон ближе к урезу вод.

Сооружение прерывистых волноломов.

1. На относительно мелководных берегах этот способ защиты показал хорошие результаты.

2. На приглубых берегах такие варианты пока не применялись.

3. Остаются вопросы: каким образом выполнять строительство прерывистых волноломов на крутом сыпучем обвальном-оползневом подводном склоне и на каких глубинах.

4. Очень велика возможность формирования в волновых окнах компенсационных (типа разрывных) течений, которые будут осуществлять вынос наносов из карманных пляжей и активизируют размыв берегов.

Защита берега бунами.

1. Концептуально этот вариант можно рассматривать в порядке дискуссии, но будет тот же негатив, что и на Сочинском побережье с применением регулярной подпитки наносами и с дополнительным сооружением подводных волноломов.

2. Но при исключительно узком крутом приглубом подводном обвальном-оползневом склоне с близко расположенными врезанными вершинами подводных каньонов это очень проблематично.

Литература

1. Игнатов Е.И., Чистов С.В. Эколого-геоморфологическая оценка побережья и дна Керченского пролива в связи с решением транспортных проблем.// Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа, Севастополь: 2003, том 8, с. 163-174

2. Макаров К.Н., Коблев А.Х. Возможные причины разрушения секций строящегося юго-западного оградительного мола порта Имеретинского в Адлерском районе г. Сочи. Геосистемы: факторы развития, рациональное природопользование, методы управления. Краснодар: 2011. С. 304-307.

3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.1У. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СП. Гидрометеиздат. 1991.

ИНДИКАТОРЫ КЛИМАТА МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

*Волков И.А. * , Казьмин С.П. ***

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, Новосибирск, Россия, VolkovaVS@jpgg.nsc.ru

**Западно-Сибирский филиал ФГБУН Института леса им. В.Н. Сукачёва СО РАН, Новосибирск, Россия, c_kazmin@ngs.ru

CLIMATE INDICATORS OF THE MESOZOIC AND CENOZOIC

*Volkov I.A. * , Kazmin S.P. ***

*Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics, Novosibirsk, Russia, VolkovaVS@jjpgg.nsc.ru

**West-Siberian Branch of V.N. Sukachev Institute of Forest, Novosibirsk, Russia, c_kazmin@ngs.ru

Климаты формируются в результате астрономического притока энергии к Земле (АПЭ). Этот приток во времени весьма изменчив – от минимального до максимального. Это показал академик РАН Б.С. Соколов [1]. Им было выяснено, что эволюция жизни (а, значит и всей природной среды) протекала в основном на протяжении длительных тёплых, безледниковых этапов, отделённых друг от друга более короткими холодными этапами эволюции ледниковых эпох. Причиной такой последовательности являлись изменения АПЭ. Он был обильным и максимальным во время безледниковых этапов, а во время ледниковых эпох уменьшался до скудного и минимального. Изменения природной среды охватывали также и преобразования геологическое основание, биоты географической оболочки, главным образом геолого-геоморфологическую основу ландшафтов (ГГОЛ). Каждому состоянию энергии отвечал соответствующий ему облик ГГОЛ.

Все особенности динамики АПЭ и природной среды, как их следствия особенно ясно можно проследить на протяжении последних, наиболее молодых этапов изменения природной среды. Они охватывали ледниковую эпоху Гондваны, тёплую мезозойскую эру, продолжавшуюся от 251 млн.л.н. до катаклизма (65 млн.л.н.) и последующее время кайнозойской эры, включая и современный (позднекайнозойский) ледниковый период.

Ледниковый период, предшествовавший мезозойскому безледниковому этапу эволюции природы, протекал в условиях скудного и минимального АПЭ. Такому притоку энергии соответствовало низкое положение снеговой границы (хионосферы). Именно поэтому во многих регионах существовали ледники, оставившие после себя морены, т.е. районы таяния ледника. Сам ледник является потоком воды в твёрдой фазе (льда), спускающимся из нижней части (основания) хионосферы в верхнюю часть биоты географической оболочки (ландшафта). Только верхняя часть (верховья) этого потока ("ледоём") расположена в

пределах хионосферы. Сам поток в пределах трога и его нижняя, конечная часть (область вытаявания льда) расположен уже в самой верхней части области биоты географической оболочки. Не только морены, но и ледники в целом являются безусловным индикатором климата, т.е. они отражают низкое высотное положение хионосферы.

Геологические образования внеледниковых пространств, свидетельствуют об особенностях природной среды пермского оледенения. К ним относятся, например, ископаемые гумусированные почвы вместе с лёссовыми отложениями, т.е. осадками современной семиаридной полосы Евразии [2]. Они могли образоваться только в условиях зонального строения природы Северного полушария. Оно в то ледниковое время во многом было подобным современной природной среде. В совокупности геологические данные уже определённо являются единым геологическим индикатором глобального пермского оледенения. Такое состояние природы и климатов было следствием скудного и минимального АПЭ.

Позже конца оледенения Гондваны, его морены окаменели. Этот процесс эпигенеза известен в литературе, как латеритизация. Образовались скальные тиллиты, главным образом красноцветные. Этот процесс протекал в условиях тропического переменного-влажного (засушливого) климата в начале длительного безледникового этапа эволюции природы, т.е. в начале "тёплой мезозойской эры". Глобальное распространение на континентах того времени (в начале триаса) было следствием увеличения АПЭ от скудного в оледенении Гондваны до среднего и обильного. Следовательно, возникновение тиллитов является геологическим индикатором климата начала тёплого мезозойского безледникового этапа эволюции природы, охватившего время от 251 до 65 миллионов лет назад. Оно включало триасовый, юрский и меловой периоды [1].

Ландшафты мезозойской эры можно отразить кратко и точно. На всех континентах господствовали влажные тропические леса. Растительность имела поверхностную ("якорную") корневую систему. Она не превышала глубины нескольких сантиметров. Ниже залегала ГГОЛ, т.е. геологическая основа географической оболочки. Этот геологический фундамент ландшафтов представлял собой своеобразный гидроэлювий. Он состоял лишь из окислов алюминия и кремния (Al_2O_3 и SiO_2). Все остальные органические и минеральные соединения вымывались постоянным нисходящим током грунтовой влаги. За длительное время сформировались каолиновый аргиллит и белые стекольные пески. Эти геологические образования имеют глобальное распространение. Они являются надёжными геологическими индикаторами тёплого безледникового мезозойского этапа эволюции природной среды.

На протяжении тёплой мезозойской эры происходило выравнивание рельефа, оставленного гондванским (пермским) оледенением. К концу этого безледникового этапа эволюции природы сформировался глобальный пенеплен [3-5]. Он охарактеризован многими исследователями. Ярким примером этого в Сибири является обширная Алтае-Саянская плоскогорная страна. Формирование пе-

неплена было связано с процессами формирования коры вымывания, протекавшими в ГГОЛ влажных тропических лесов. Глобальный пенепплен является геологическим индикатором этой мезозойской климатической обстановки материков вымывания, а не выветривания.

Вымывания, протекавшие в ГГОЛ мезозойской природы, сопровождались процессами дренажа грунтового стока ГГОЛ и формирования открытых и закрытых форм карста. Эти геологические образования, формировавшиеся на протяжении всего мезозоя, образовали сложную систему грунтовой эрозии. В совокупности она представляет собой ясный геологический индикатор мезозойского климата, т.е. климата влажных тропических лесов. Около 65 миллионов лет назад, произошло быстрое и глубокое изменение строения всей географической оболочки Земли, известное как катаклизм. Эволюция биоты географической оболочки, однако, всюду кардинально изменилась в геологическом масштабе времени почти моментально.

В конце маастрихтского яруса ландшафты гилей (сельв) сменились засушливыми саваннами [6]. Преобразовались также и ГГОЛ (почва и подпочва). Это было глобальное изменение всей географической оболочки. Влажные тропические леса почти всюду исчезли, т.к. постоянно влажный тропический климат сменился переменновлажным, с сухими сезонами. Повсюду стали господствовать ландшафты засушливых саванн, изменились и геологические процессы в основании ландшафтов. Прекратился процесс гидроэллювия в коре вымывания. Перестали формироваться каолинитовые аргиллиты и белые стекольные пески. Возник скальный субаэральный панцирь коры вымывания и стали господствовать процессы латеритизации, возникли латериты и красноцветы, подстилающие саванны. Не только в тропиках того времени, но и за их пределами вплоть до приполярных зон проявлялись такие геологические процессы.

В полных разрезах повсюду ясно видно последовательное резкое перекрытие белого гидроэллювия мезозойской коры вымывания красноцветными латеритами. В совокупности эта двучленность разрезов является безусловным геологическим индикатором этого климатического природного события. Его следует называть конечным климатическим мезозойским катаклизмом. Он явился следствием уменьшения АПЭ от максимального до умеренного в момент катаклизма.

Позже катаклизма на всех континентах сохранялся тропический климат. Он был, однако, отличен от мезозойского. Чередовались влажные и сухие сезоны. Весь характер природы существенно изменился. Даже в современном тропическом поясе на месте мезозойских гилей почти всюду стали преобладать засушливые саванны. Они имели ГГОЛ, сложенную красноцветными континентальными породами и латеритами. Эти породы формировались как в тропическом поясе, а также и за его пределами [7, 8]. Генетически эти "красноцветы" формировались в результате разрушения и переноса водой (эрозия) и ветром (дефляция) осадков единого мезозойского пенепплена. Плоские поверхности этого пенепплена сохранились, как высокие междуречья. В Сибири изучен обширный

регион таких междуречий области Алтае-Саянского плоскогорья [9]. Такие формы рельефа, и генетически связанные с ними красноцветные осадочные образования (латериты), следует считать геологическими индикаторами среднего (умеренного) АПЭ, установившегося непосредственно позже катаклизма. Это не только климатический индикатор, но также и надёжный указатель определённого геологического возраста - образований раннего глобального, тропического кайнозоя континентов.

Уменьшение АПЭ протекавшее в палеогене, продолжалось и позже. В неогене АПЭ был настолько скудным, что приближался уже к минимуму. Несколько миллионов лет назад снежная граница в Южном полярном и приполярном регионе опустилась до земной поверхности и Мирового океана. Несколько позже сходный процесс охватил Арктику и Северный Ледовитый океан. Так, по мнению авторов настоящего сообщения, окончился длительный этап мезозойско-кайнозойского безледникового этапа эволюции природы. Едва ли это событие началось ранее десяти миллионов лет назад. Именно начало формирования Антарктиды и следует считать началом позднекайнозойского (современного) ледникового периода.

Весь кайнозойский этап эволюции особенно ясно охарактеризован палеоботаническими исследованиями Западной Сибири [8]. В этом обширном регионе изучены морские и континентальные осадки на основе анализа керн многочисленных буровых скважин [10]. Результаты этих исследований представляют собой убедительное доказательство правильности процесса эволюции биосферы Б.С. Соколов [1].

Следует подчеркнуть, однако, что выявленная последовательность эволюции природы мезозойской и кайнозойской эпох пока не получила надлежащего признания среди подавляющего числа отечественных и зарубежных исследователей. Пересмотр многих ошибочных представлений пока вырисовывается как первейшая цель исследований ближайшего будущего.

Литература

1. Соколов Б.С. Древняя жизнь и геологическое время // Эволюция жизни на Земле: Материалы IV Международного симпозиума, 10-12 ноября 2010 г. Томск: ТМЛ-Пресс, 2010. С.5-8.
2. Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. // Гл. редакторы: Семихатов М.А., Чумаков Н.М. Тр. ГИН РАН. Вып. 550. М.: Наука, 2004. 299 с.
3. Герасимов И.П. Поверхности выравнивания в современном и древнем рельефе земной поверхности и их историко-геологическое значение // Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976. С.4-15.
4. Казьмин С.П. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов. *Климатические условия эволюции (на примере Западной Сибири)*. Германия, Саарбрюккен: Международное изд-во LAP LAMBERT Academic Publishing, 2011. 176 с.
5. Казьмин С.П. Климатические условия формирования палеоценовой коры выветривания в пределах Салаира // Научное обозрение. 2014. №3. С. 53-57.
6. Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения. М.: Просвещение, 1976. 288 с.

7. Ахметьев М.А. Климат Земного шара в палеоцене и эоцене по данным палеоботаники // Климат в эпохи крупных биосферных перестроек. Тр. ГИН РАН. Вып. 550. М.: Наука, 2004. С. 10-44.

8. Кулькова И.А., Волкова В.С. Ландшафты и климаты Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика. 1997. Т.38. № 3. С. 581-595.

9. Чернов Г.А., Вдовин В.В., Окишев П.А. и др. Рельеф Алтае-Саянской горной области. Новосибирск: Наука, 1988. 206 с.

10. Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск: Наука, 1969. 332 с.

КОНЦЕПЦИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ УРОВНЕЙ: МОРФОДИНАМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Ликотов Е.Ю.

Тюменский государственный университет, Тюмень, Россия,
likotov.evgenij@gmail.com

CONCEPTION OF GEOMORPHOLOGICAL LEVELS: MORPHODYNAMIC ASPECT

Likutov E. Yu.

Tyumen State University, Tyumen, Russia, likotov.evgenij@gmail.com

Геоморфологических уровней столько,
сколько специфически выраженных экзогенных процессов
К.К. Марков [1, с. 128]

Геоморфологические уровни (уровенные поверхности), согласно К.К. Маркову [1], – части земной поверхности, характеризующиеся определенным ведущим экзогенным процессом и определенным режимом взаимодействия экзогенных процессов с эндогенными: тектоническими движениями, чаще всего колебательными. «Господство каждого экзогенного процесса ограничено пространственными параметрами данного геоморфологического уровня» [1, с. 128]. Геоморфологические уровни имеют неправильную форму не только вследствие действия тектонических движений, но и характера и режима ведущего рельефообразующего процесса (далее – РП) [1], но и, добавим, различного (в пространстве и во времени) характера и режима их взаимодействия.

К.К. Марков рассматривает четыре геоморфологических уровня: 1) уровень океана - абразионно-аккумулятивная платформа; 2) уровень эрозионного пене-плена или денудационный уровень [1, с. 187; 342]; 3) уровень снеговой границы; 4) уровень вершинной поверхности гор [1]. К сожалению, большинство ис-

следователей и первоисточников представляют их в статике, а не в динамике, наделяя каждый уровень определённым диапазоном абс. высот и рассматривая строение рельефа в пределах каждого из них. Таким образом, определение геоморфологических уровней, как образований геоморфодинамических, прежде всего, по существу сформулированное К.К. Марковым, оказалось утерянным, если не сказать: забытым, не учитываемым, искажённым.

Наше обращение к первоисточнику геоморфологических уровней, как морфодинамических явлений [1] и с учётом проведённых более чем 35-летних исследований, особенно – полевых, с одной стороны, и морфодинамических – с другой, приводит к установлению геоморфологических уровней в гораздо большем количестве и, главное, в своеобразии действия экзогенных РП – в полном соответствии с результатом, достигнутым К.К. Марковым (см. эпиграф) и в развитие его. Выявленные нами уровни – по существу геоморфодинамические (далее – ГМДУ). Ниже мы так и характеризуем их во избежание путаницы с геоморфологическими уровнями, установленными К.К. Марковым [1]. В возможно более полном соответствии и взаимосвязях с ними рассматриваются шесть групп ГМДУ суши и береговой зоны морей и океанов.

1. В пределах абразионно-аккумулятивной платформы.

1.1. Абразионные берега и береговые зоны. Преобладающие РП – морская абразия (на берегах, сложенных многолетнемерзлыми породами – термоабразия) и тектонические движения разного знака (положительного - на суше, отрицательного – на море) или дифференцированные (поднятия суши и опускания моря). Формируются приглубые абразионные берега (если береговая линия проходит по плоскостям сместителей разломов, то первичнотектонические).

1.2. Аккумулятивные берега и береговые зоны. Преобладающие РП – волновое перемещение обломков в береговой зоне, волновая их гранулометрическая дифференциация (самый крупный мехсостав обломков – на границе суши и моря). Формирование отмелых берегов и пляжа полного профиля (современной морской террасы).

1.3. Зоны преобладания вдольберегового потока наносов. Вдольбереговой перенос наносов доминирует над волновым. Вогнутые берега, находящиеся в гидродинамической «тени», заполняются обломочным материалом и чаще всего отмелые, а открытые вдольбереговым потокам – приглубые, абразионные. Таковы, в частности, западные берега Охотского моря (в целом северо-восточного простирания). При дефиците наносов внутренне присущие береговой зоне береговые бары – формы обычно аккумулятивные, формируются в абразионном режиме, т.е. являются абразионными. Таковы береговые бары у западного побережья Каспийского моря, выработанные в неустойчивом к размыву ракушечнике [2].

1.4. Зона осушки (на берегах приливных морей). В её пределах господствуют приливно-отливные течения. Существенную роль играют и биогенные процессы, в частности – деятельность растительных и животных обитателей зоны осушки.

2. На стыке эрозионного пенеплена – денудационного уровня [1] и абразионно-аккумулятивной платформы: устьевые области крупных рек.

2.1. Денудационные.

2.1.1. С преобладанием флювиальных РП – лиманы.

2.1.2. С преобладанием морских РП – эстуарии.

2.2. Аккумулятивные.

2.2.1. Дельты.

3. В пределах эрозионного пенеплена – денудационного уровня [1].

3.1. Аккумулятивные равнины. В условиях некомпенсируемых осадконакоплением тектонических опусканий здесь главным образом действуют различные процессы аккумулятивной направленности: флювиальные, озёрные, морские. Примеры: Средне-Амурская и Прикаспийская низменности.

3.2. Аккумулятивно-денудационные равнины. Как и рассматриваемые ниже денудационные равнины, формируются взаимодействием дифференцированных тектонических движений с различными РП денудационной направленности, доминирующими над РП аккумулятивной направленности. Доминирование это выражено как в пространстве, так и во времени.

3.3. Денудационные равнины. В их формировании преобладают процессы денудационной направленности, особенно – флювиальные и склоновые.

При пространственном сопряжении аккумулятивно-денудационные и денудационные равнины сменяют друг друга с увеличением абс. высоты. В частности, на Амуро-Зейской равнине, в структурно-геологическом отношении соответствующей одноимённой межгорной впадине, крупнейшей в нашей стране [3], максимальные высоты их распространения – 360-410 м и 380-500 м [4]. Из данного примера ясно, что эти два ГМДУ составляют днища межгорных и внутригорных депрессий.

3.4. Зоны сочленения днищ межгорных и внутригорных депрессий и их горного обрамления. Преобладающие РП – флювиальные и склоновые. Флювиальные процессы действуют здесь не только и не столько более интенсивно, сколько еще и более разнообразно. Русловые водотоки на этом ГМДУ обладают наибольшей транспортирующей способностью. Поэтому не случайно к нему приурочено большинство россыпей, формирующихся на этих территориях [5].

3.5. Южнее зоны распространения многолетнемерзлых пород (в рамках широтной зональности) и непосредственно ниже уровня снеговой границы (в рамках вертикальной поясности). Максимальное развитие и, в ряде случаев, доминирование в рельефообразовании криогенных процессов [6-9]. Формирование криогенных форм рельефа и криогенных рыхлых образований (далее – РО).

3.5. Горные денудационные поверхности [1]. Они широко распространены в горах Средней Азии - 10-20% площади, до 24% на Алтае, на абс. высотах 1200-4500 м, на Памире – до 5-5,5 км. Рельеф их по общему характеру – отнюдь не всегда равнинный, а чаще – холмистый; местами - низкогорный и среднегорный. Поверхности деформированы тектоническими движениями. Поэтому в их

формировании выделяют фазы выравнивания и поднятия и, в соответствии с этим, два их вида: автохтонные и аллохтонные. Преобладающие РП: флювиальные и эоловые – денудационной направленности, склоновые, выветривание.

4. В верхней части денудационного уровня по действию определенных склоновых процессов. ГМДУ этой группы установлены по результатам исследований рельефа хребтов Становой и Джугдыр в виде устойчивых ассоциаций склоновых процессов [10, 11].

4.1. По всему профилю выпукло-вогнутых склонов, (составляющих в районе исследований [10] 80-85% площади всех склонов), сверху вниз: курумовые-курумово-дефлюкционные-дефлюкционно-солифлюкционные.

4.2. По всему профилю прямых склонов: дефлюкционно-осыпные либо курумово-осыпные склоны с действием ассоциаций соответствующих склоновых процессов [10].

4.3. По всему профилю (сверху вниз) крутых (крутизна 20-40°) вогнутых склонов: обвальные (реже – осыпные и лавинные)-осыпные-курумовые (реже – дефлюкционные, конжелифлюкционные, солифлюкционные, десерпционные) [11].

4.4. По всему профилю выпуклых склонов (сверху вниз), (составляющих в районе исследований [10] 5-10% площади всех склонов), по отношению к гипсометрическому положению верхней границы леса:

4.4.1. ниже: дефлюкционные-дефлюкционно-осыпные;

4.4.2. на рубеже: непосредственно выше границы – курумовые (курумово-дефлюкционные), непосредственно ниже - дефлюкционно-осыпные;

4.4.3. выше: курумовые-курумово-осыпные.

5. На снеговой границе и выше. Действие и в благоприятных условиях - преобладание ледниковых процессов. Формирование горно-долинных ледников и ледниковых форм и элементов рельефа и РО.

6. В пределах вершинной поверхности гор результаты более поздних работ, прежде всего – Г.С. Ананьева [12] позволяют выявить, как минимум, три ГМДУ – по преобладанию выветривания - главного процесса формирования вершинных поверхностей (далее – ВП).

6.1. Плосковершинные поверхности: выветривание безусловно преобладает на наибольших площадях (шириной до первых километров).

6.2. Округловершинные поверхности и гребни: выветривание преобладает на много меньших площадях, чем на плоских ВП, взаимодействие его со склоновыми процессами заметно как в поперечном, так и в продольном профилях ВП.

6.3. Островеиришнные гребни: выветривание преобладает в чрезвычайно узких полосах (минимальной шириной первые см), склоновые процессы взаимодействуют с ним в режиме экспансии.

Наиболее распространенные на суше формы рельефа - речные долины, в которых действуют буквально все РП, которые (в первую очередь – флювиальные) переносят максимально количество вещества, выполняют в системе ГМДУ

две функции. Долины малых и средних рек, развитые в пределах 2-4-й групп ГМДУ, входят в них, не определяя специфичность их развития. Долины крупных транзитных рек (Енисей, Лена, Обь (с Бией и Катунью), Амур (с Ононом, Шилкой и Аргунью), Нил, Амазонка, Янцзы, Хуанхэ, Меконг и др.) служат связующими звеньями между ГМДУ.

Как ГМДУ - в связях с речными долинами - организует рельеф в единую геоморфосистему, так и исследование и применение ГМДУ позволяет целостно организовать геоморфодинамические исследования на уровне не только ведущих РП, но и всех взаимодействий между РП – как ведущими, так и подчинённо развитыми.

Литература

1. Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948. 343 с.
2. Никифоров Л.Г. Структурная геоморфология морских побережий. М.: Изд-во МГУ, 1977. 175 с.
3. Геоморфология Амуро-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана / Отв. ред. С.С. Воскресенский. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч.1. 275 с.
4. Ликутев Е.Ю. Особенности строения и закономерности формирования долин малых рек центральной части междуречья Зеи и Селемджи / АмурКНИИ ДВО РАН. Благовещенск, 1993. 230 с. Деп. в ВИНТИ 04.03.93, №531-В93.
5. Лебедев С.А., Шубин Г.А., Лебедева Е.В. и др. Отчет по теме: "Специализированные геоморфологические работы по выявлению условий локализации россыпей на территории золотоносных узлов Западного Приохотья". В 3 томах. М.: ВГФ, 1984.
6. Лёссы, погребённые почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972.
7. Попов А.И., Тушинский Г.К. Мерзлотоведение и гляциология. Учеб. пособие для ун-тов СССР. М.: Высш. шк., 1973. 272 с.
8. Разрезы рыхлых отложений Центра Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.
9. Ликутев Е.Ю. Криогенные рельефообразующие процессы южнее зоны распространения многолетнемёрзлых пород // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Шукинские чтения. Труды (коллектив авторов). М.: Географический факультет МГУ, 2010. С.158-160.
10. Ликутев Е.Ю. Геоморфологический очерк южного макросклона Станового хребта // Геоморфология. 2003. №4. С. 72-87.
11. Ликутев Е.Ю. Строение рельефа и закономерности взаимодействия процессов его формирования в узлах горных хребтов, испытавших горно-долинное оледенение (на примере хребтов Становой и Джугдыр) // Геоморфология. 2004. №1. С.90-102.
12. Ананьев Г.С. Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей. М.: Изд-во МГУ, 1976. 176 с.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ПАМЯТЬ РЕЛЬЕФА

Лихачёва Э.А.

Институт географии РАН, Москва, Россия, langeomorph@gmail.com

MORPHOLOGICAL MEMORY OF RELIEF

Likhacheva E.A.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, langeomorph@gmail.com

В современной геоморфологии основным направлением исследований является *морфодинамическое или системно-динамическое моделирование*. Эти исследования опираются на разнообразную информацию, которую содержит рельеф земной поверхности (его морфология и структура) о факторах, условиях и процессах, о времени возникновения.

Главной задачей морфодинамических исследований, по Д.А. Тимофееву, является разработка приемов и критериев распознавания в рельефе, в геоморфологической системе «информации, которая хранит память о том или ином событии, явлении, процессе» [1, с. 337]. Ю.Г. Симонов считает, что память геосистем проявляется в том, что «определяющие параметры системы зависят не только от её состояния в данный момент времени, но и от истории процесса, т.е. некоторой части траектории в пространстве состояний» [2, с. 87].

О памяти геоморфологических систем и её сущности, кроме Д.А. Тимофеева и Ю.Г. Симонова, рассуждали в свое время и Г.Ф. Уфимцев, А.В. Поздняков, И.Г. Черванев и другие известные геоморфологи-теоретики, а также теоретики-почвоведы (Таргульян) [3–6]. Да, собственно, и на заре развития геоморфологии Э. Мартонн писал, что «видимое нами разнообразие форм можно понять только изучая процесс преобразования [рельефа] и силы, его направляющие» [7].

Развивая идеи теоретической геоморфологии, можно понятие «*память геоморфологической системы*» выразить в следующих терминах: устойчивость, структура, функционирование, история = генезис, развитие. Внимательно изучая существующий геоморфологический словарь, можно найти достаточно богатый (убедительный) материал для характеристики памяти геосистемы. И, в частности: возраст рельефа, время возникновения, реликт, унаследованный рельеф, палеорельеф и палеопочвы, парагенетические ландшафты, цикличность. Но нет нужды дальше вести абстрактные рассуждения, когда уже есть предложения о выделении разных типов геоморфологической памяти. Так, Ю.Г. Симонов предлагает рассматривать *функциональную и структурную память*. Вероятно, можно выделить и *морфологическую* память (унаследованный рельеф) и *морфодинамическую* память. Свидетельствами последней могут быть побочные явления в геосистеме, критические состояния, ритмичность и, конечно, все явления, начинающиеся со слога «само-»: саморазвитие, саморегулирование и т.д. (Хотя, замечу в скобках, что давая процессу название с приставкой «само»

– мы устраняемся, или *самоустраняемся* от решения вопроса о «распознавании в рельефе информации»).

Память – это сохранение системой результатов её взаимодействия с окружающей средой, дающее возможность воспроизводить и использовать эти результаты в последующей деятельности [8, с. 5-6]. Поскольку взаимодействие может быть как позитивным, так и негативным, то и носителями памяти могут быть различные компоненты – элементы системы: реликтовые, консервативные, прогрессивные. Реликтовые – это, как правило, носители негативной памяти, прогрессивные – позитивной памяти, а консервативные – носители структурной памяти. Это компоненты, сохраняющие систему от разрушения – наиболее устойчивые компоненты (унаследованного развития) или компоненты, определяющие устойчивость системы, т.е. её свойство сохранять свою структуру и характер функционирования при изменяющихся условиях среды. Можно сказать, что *устойчивость* и *память* – понятия неразделимые, но не синонимы (!). Однако не всё так однозначно. Реликтовые компоненты – элементы рельефа и палеопочвы – запечатлели в своем облике и составе другие (предшествующие) – условия – количественные и качественные характеристики (свойства) тех процессов и явлений окружающей среды, которые в настоящее время изменились или перестали действовать. То есть они обладают свойствами, не типичными для данных (современных) условий. В то время как консервативные компоненты формируются под действием процессов и явлений, продолжающих развиваться и в настоящее время, т.е. обладают унаследованными свойствами. Унаследованный рельеф – по определению И.С. Шукина – современный рельеф, повторяющий в основных чертах древний рельеф, продолжающий формироваться в прежнем направлении обычно в условиях предопределяющего влияния длительно развивающихся тектонических структур [9].

Можно сказать, что реликтовые компоненты обладают морфологической памятью, а консервативные – и морфологической, и морфоструктурной.

Прогрессивные компоненты геоморфологической системы – это те, что показывают направление её современного и дальнейшего развития – формы эрозионно-денудационного и аккумулятивного рельефа. Как правило, эти элементы и формы рельефа (компоненты) отражают количественные и качественные характеристики современных условий формирования рельефа, но не редко и унаследованные. И, следовательно, обладают функциональной или морфодинамической памятью. При этом все компоненты системы в той или иной мере обладают *генетической памятью*.

Взаимодействие компонентов системы между собой и с окружающей средой определяется наличием *связей* между ними. Они определяют внутреннее структурное единство всех компонентов и свойств системы и бесконечно разнообразные отношения с другими системами.

Все связи (историко-генетические, гидродинамические, динамические, эндодинамические, морфолитонологические) имеют физическую, физико-химическую, геохимическую, биохимическую сущность и могут быть выражены соответ-

ствующими математическими формулами и физическими законами. И, прежде всего, законом внутреннего динамического равновесия. Какая информация может быть внесена в эти формулы связей (связности, устойчивости, динамичности) геоморфологических систем? Различная. Но прежде всего та, что свидетельствует о состоянии компонентов и всей системы в целом. Та, что по существу определяет способность системы сохранять и воспроизводить результаты взаимодействия (ответной реакции) внутри системы и вне её.

Используя философское определение памяти [8], можно дать следующее определение: геоморфологическая память или лучше – *память геоморфологической системы* – это совокупность моделей действительности механизмов взаимодействий, запечатленных в морфоструктуре, морфологических и морфодинамических свойствах системы. Память системы проявляется в особенностях её функционирования. И, следовательно, определяется как генезисом рельефа, так и литологическими, физико-химическими и биологическими характеристиками его литогенной основы.

Термин «память» имеет биологические корни, и всё живое в природе обладает, как минимум, генетической памятью. Генетическая память геоморфологической системы выражается, прежде всего, в формах и элементах рельефа, и может быть охарактеризована как морфологической, так и морфометрической и литологической (коррелятные отложения) информацией. Но всем известно, что литогенная основа содержит как абиотические, так и биотические элементы. И память геоморфологической системы нередко запечатлена именно в органике (новообразованиях, включениях и артефактах) – в этих следах былых времен.

Таким образом, говоря о сущности памяти геоморфологической системы, мы имеем в виду (рассматриваем) ту совокупность признаков, которая позволяет судить как о генезисе, так и о развитии геосистемы в прошлом, о её функционировании в настоящем, и давать оценку (прогноз) путей развития геосистемы в будущем [10].

Основным методом исследования является системно-динамическое моделирование, которое часто представляет собой часть морфоскульптурного анализа и направлено на восстановление последовательности событий – связей и взаимоотношений между компонентами и внутренней структуры, определяющих устойчивость геоморфологической системы в прошлом.

Совокупность свидетельств и признаков (информации) о состояниях системы в прошлом, запечатленных как в её морфологии, структуре и литологической основе, по которым можно составить представление о «истории процесса – некоторой части траектории в пространстве состояний» (по Ю.Г. Симонову) предлагаю назвать *морфолитологической памятью системы или информационной*.

Литература

1. Тимофеев Д.А. Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии. Избранные труды. М.: Медиа-ПРЕСС, 2011. 528 с.
2. Симонов Ю.Г. Избранные труды. М.: Изд-во ООО «Ритм», 2008. 384 с.

3. Уфимцев Г.Ф. Морфологическая последовательность и геоморфологическая корреляция // Геоморфология. 1986. № 2. С. 17-23.
4. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 207 с.
5. Черванев И.Г. Порядок, равновесие, самоорганизация рельефа земной поверхности // Теоретическая геоморфология: кайнозой внутренней Азии. Иркутск. 1989. С. 5–6.
6. Таргульян В.О., Соколов И.А. Структурный и функциональный подход к почве: почва – память и почва – момент // Матем. моделирование в экологии. М.: Наука, 1978. С. 17-33.
7. Мартонн Э. Основы физической географии. Геоморфология. М.: Учпедгиз. 1945. С. 28.
8. Философский словарь / Под ред. И.Т. Фролова. М.: Изд-во политической литературы, 1981. 445 с.
9. Шуккин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии / Под ред. А.И. Спиридонова. М.: «Сов. энциклопедия». 1980. 703 с.
10. Лихачёва Э.А. Морфоструктурный анализ: исторические предпосылки и структура исследования // Геоморфология. 2014. № 3. С. 17-22.

РОЛЬ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ НАВОДНЕНИЙ В ПЕРЕФОРМИРОВАНИИ РУСЕЛ КРУПНЫХ РЕК

*Ким В.И.**, Лю Шугуан*, Махинов А.Н.**, Махинова А.Ф.***

**Университет Тунцзи, Шанхай, Китай, liusgliu@tongji.edu.cn*

***Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, Хабаровск, Россия,
ivep@ivep.as.khb.ru*

THE ROLE OF CATACTROPHIC FLOODS IN THE BIG RIVERS CHANNELS RE-REFORMATION

*Kim V.I.**, Liu Shuguang*, Makhinov A.N.,** Makhinova A.F.***

**Tongji University, Shanghai, China, liusgliu@tongji.edu.cn*

***Institute of Water and Ecology Problems FEB RAS, Khabarovsk, Russia,
ivep@ivep.as.khb.ru*

В последние десятилетия в Восточной Азии происходит активизация опасных гидрологических явлений и эрозионно-аккумулятивных процессов в реках, обусловленные изменением климата и влиянием хозяйственной деятельности. Особую опасность представляют высокие летне-осенние паводки, имеющие дождевой генезис [1]. В течение короткого времени на многих участках реки происходят заметные преобразования речного русла. Эти процессы обостряют проблемы, связанные с безопасностью судоходства, устойчивостью гидротехнических сооружений и различных береговых объектов. Высокий подъем уров-

ня воды и продолжительность наводнений осложняют условия жизни и деятельности населения в долинах рек.

Большая сезонная неравномерность стока воды рек Восточной Азии обуславливает значительную эрозионно-аккумулятивную деятельность, существенно преобразующую их русла и поймы. Особенно интенсивные преобразования в днищах речных долин происходят при катастрофических паводках. Они способствуют активизации перераспределения стока воды между рукавами, усиливают процессы дробления русел рек на рукава, увеличивают скорость размыва берегов и приводят к интенсивной аккумуляции наносов в руслах и на поймах. В результате изменяется морфология и направленность развития отдельных речных рукавов.

Однако, несмотря на успехи в изучении русловых процессов, многие вопросы, связанные с закономерностями динамики русел и пойм рек Амур и Янцзы, еще слабо изучены, хотя им в последние годы уделяется достаточно много внимания [2,3 и др.]. При этом некоторые аспекты остаются по разным причинам вне поля внимания исследователей. К таким вопросам, в частности, относится оценка воздействий крупных наводнений на русла и поймы больших рек, испытывающих длительную направленную аккумуляцию наносов.

По особенностям водного режима реки Амур и Янцзы относятся к единому дальневосточному типу внутригодового распределения стока воды и имеют близкие характеристики по многим параметрам. Течение обеих рек направлено с запада на восток. История геологического развития и геоморфологическое строение их бассейнов имеют много сходных черт. Площади бассейнов рек почти одинаковы и составляют соответственно 1 855 000 и 1 808 000 квадратных километров. Вместе с тем река Янцзы превосходит реку Амур по водному стоку в 2,5 раза, а по стоку наносов более чем в 20 раз.

Важнейшим природным фактором специфического проявления русловых процессов в нижних течениях рек Амур и Янцзы является направленная аккумуляция наносов [4,5]. Для рек Амур и Янцзы характерна ярко выраженная многорукавность русла и высокая интенсивность русловых деформаций.

В низовьях Амура среднегодовая скорость аккумуляции за последние 5-6 тысяч лет составляет 1,5 мм/год. Она охватывает нижнее течение реки Амур протяженностью около 1200 км и низовья впадающих в него крупных притоков. При этом на широкопойменных участках формируются пойменно-русловые разветвления, приобретающие в конечном итоге исключительно сложное строение с многочисленными рукавами различных размеров.

На реке Янцзы аккумулятивные процессы распространены также в нижнем течении на протяжении более 1500 км. В его пределах в отличие от бассейна Амура периоды направленной аккумуляции чередуются с периодами врезания. Максимальная аккумуляция в отдельные периоды достигает 47 мм в год [5]. Однако общая тенденция за длительный отрезок времени также ведет к постоянному накоплению наносов в долине, которая оценивается величиной около 5-6 мм в год. Специфической особенностью Янцзы является искусственное обва-

лование русла особенно в ее нижнем течении, что обусловлено постоянной угрозой затопления обширных территорий при больших наводнениях [6].

В последние десятилетия на крупных реках Восточной Азии произошло несколько десятков больших наводнений. Наиболее значительными из них были наводнения на Янцзы в 1998 году и Амуре в 2013 году.

Паводок в среднем и нижнем течениях р. Амур в летне-осенний период 2013 года (август – сентябрь) был наиболее крупным за весь период наблюдений. Вызванное им наводнение было обусловлено особо обильными атмосферными осадками на всей территории бассейна. В некоторых его частях за 3-4 месяца сумма выпавших осадков превысила годовую норму. На Амуре уровень воды поднимался от 6 до 17 м в зависимости от геоморфологического строения долины. Он превысил исторические максимумы на 1,0-1,5 м. Скорость течения достигала 4 м/с при максимальном расходе воды 46 300 куб. м/с.

Крупнейшее за последние 50 лет наводнение в нижнем течении реки Янцзы произошло в 1998 году. Среднегодовое количество осадков в этот год по бассейну Янцзы составило 1216 мм, а за июнь-август – 670 мм, т.е. на 37,5 % больше, чем средние значения [7]. Наводнение началось в бассейне озер Дунтинху и Поянху, где с 11 июня по 3 июля на площади 339 900 кв. км выпало больше 300 мм осадков. Затем было несколько этапов выпадения осадков в других частях бассейна, в течение которых осадки на больших площадях выпадали за время от 9 до 30 дней. На станции Ханькоу (Ухань) в 1998 году уровень воды 20 августа был ниже исторического всего на 30 см (18 августа 1954 года), а расход составил 71 100 куб. м в сек. (в 1954 году – 76 510).

Катастрофический паводок 2013 года на Амуре сопровождался активной эрозионно-аккумулятивной деятельностью. В результате наводнения произошли значительные морфологические изменения основного русла с формированием новых кос, отмелей, плесовых углублений, усилилось перераспределение стока воды между рукавами и пр. Особенно интенсивно проявился размыв берегов. Протяженность берегов с отвесными эрозионными уступами местами достигала нескольких километров, а величина размыва - до 20 м.

По длине нижнего течения интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов во время паводка проявилась неравномерно. Наиболее существенные изменения в рельефе дна речного русла произошли на участках вблизи истоков и устьев второстепенных рукавов реки, а также на участках впадения крупных притоков в пределах пересечения рекой обширных низменностей – Средне-амурской и Удыль-Кмзинской. Здесь активизировались аккумулятивные процессы, вызвавшие формирование новых кос и осередков, увеличение размеров и быстрое смещение существовавших и вновь образованных аккумулятивных форм в русле реки.

На реке Амур в ее самом низовье русло более устойчиво по сравнению с вышележащими участками. Оно характеризуется относительно прямолинейным потоком преимущественно вдоль правого коренного склона долины и большими глубинами. Многие рукава в течение 100 лет лишь незначительно изменили свое

положение, за исключением устьевых частей, где отмечается образование небольших фрагментов молодой поймы. Подобная ситуация обусловлена недостатком стока наносов в низовьях реки и, вследствие этого, крайне ограниченными условиями формирования аккумулятивных форм руслового рельефа [4]. Наводнение 2013 г. на этом участке Амура существенного влияния на русло не оказало.

Значительные преобразования после паводка 2013 года произошли в пойме реки Амур. В прибрежных ее частях в результате осаждения наносов образовались широкие песчаные гряды протяженностью до 400 м. Высота прирусловых валов увеличилась на 0,5-0,8 м за счет отложения тонко- и мелкозернистых песков, способствуя активизации эоловых процессов на речных берегах. Вместе с тем эрозионная деятельность на пойме, несмотря на поток воды над ее поверхностью глубиной до 5 м, не проявилась из-за широкого распространения исключительно густой и высокой травянистой растительностью с мощной корневой системой.

Наводнение оказало влияние также на склоны долины и пониженные участки древних озерно-аллювиальных равнин. Вдоль подножий крутых склонов выше уровня максимального стояния воды активизировались оползни, а на отвесных скалистых склонах – обвалы и осыпи. Размеры оползневых тел в среднем составляли до 4х7 м. Особенно широко они распространены в горной части долины. На затопленных участках равнины произошло накопление наилка.

Вследствие многоруканности русла и разных размеров рукавов на всех островах проявилась асимметрия в объемах поступлении наносов из русла на пойму. Со стороны более крупного рукава поток воды и наносов был существенно больше, чем со стороны незначительного по размерам рукава. Соответственно крупное наводнение усилило асимметрию в распространении полей накопления песчаного материала в пойме.

Важная особенность реки Янцзы заключается в том, что значительная часть поймы реки почти на всем протяжении нижнего течения отделена от русла береговыми дамбами, общая протяженность которых достигает 36000 км [6]. Поэтому пояс русловых деформаций реки характеризуется небольшой шириной. На Янцзы широко распространены веерные разветвления. Развитие второстепенных рукавов происходит обычно по типу меандрирования или формирования русловой многоруканности. Эти факторы способствуют активизации аккумулятивных процессов в русле, а не в пойме. Максимальная скорость размыва берегов реки Янцзы за паводок 2998 года на некоторых участках составила 80-90 м.

В низовьях реки Янцзы интенсивность русловых деформаций существенно возрастает, что связано с поступлением активностью процессов аккумуляции наносов на этом участке русла. Значительный сток наносов вследствие невозможности отложения на пойме, в отличие от Амура, выносятся в низовья реки, где происходит интенсивное переформирование русла и активное развитие

дельты. Строительство берегозащитных гидротехнических сооружений обуславливает неустойчивость русла в период повышенной водности рек [8].

Таким образом, в руслах крупных рек с направленной аккумуляцией наносов во время катастрофических наводнений отмечается особенно высокая активность эрозионно-аккумулятивных процессов, обусловленная прохождением значительного стока воды и наносов по рукавам. Анализ космических материалов и данные экспедиционных работ свидетельствуют о преобразовании морфологических характеристик русел многих основных и второстепенных рукавов и значительной аккумуляции наносов на пойме реки Амур. Аналогичные процессы происходили во время наводнения в русле реки Янцзы, но при слабой активности пойменного осадконакопления.

Антропогенное воздействие особенно отчетливо и масштабно проявляется в долинах крупных рек Восточной Азии. На гидрологический режим рек и динамику русловых процессов реки Янцзы оказывают существенное влияние сооружения гидрозловов, дамб, берегоукрепительные работы, сельскохозяйственное освоение территории [9]. На Амуре основными антропогенными факторами, влияющими на русловые процессы, являются эксплуатация крупных ГЭС, лесоразработки и лесные пожары. Наряду с глобальными изменениями климата они способствуют усилению неравномерности стока воды и связанным с этим явлением неустойчивости русел крупных рек.

Литература

1. Лю Шугуан, Махинов А.Н. Русловые процессы на крупных реках Восточной Азии и их негативные последствия (на примере Амура и Янцзы) // Конференция с международным участием «Регионы нового освоения: ресурсный потенциал и инновационные пути его использования, 19-22 сентября 2011 г. Сборник докладов. Хабаровск: ИВЭП ДВО РАН, 2011. С. 53-55. [Электронный ресурс].
2. Махинов А.Н., Ким В.И., Воронов Б.А. Наводнение в бассейне Амура 2013 года: причины и последствия // Вестник ДВО, 2014, № 2. С. 5-14.
3. Махинов А.Н., Лю Шугуан. Формирование рельефа русел и берегов рек. Хабаровск: ДВО РАН, 2013. 174 с.
4. Махинов А.Н. Современное рельефообразование в условиях аллювиальной аккумуляции. Владивосток: Дальнаука, 2006. 232 с.
5. Лю Шугуан, Чалов Р.С. Морфодинамические типы русел рек Хуанхэ и Янцзы (нижнее течение) и условия их формирования // Геоморфология. 2000. № 1. С. 106-116.
6. Чалов Р.С., Лю Шугуан, Алексеевский Н.И. Сток наносов и русловые процессы на больших реках России и Китая (Северная Двина, Обь, Лена, Хуанхэ, Янцзы). М.: Изд-во МГУ. 1999. 212 с.
7. Rain Flood of Yangtze River in 1998, Authority of Hydrology, Ministry of Water Resources of China, Beijing, China Water Publish, 2002, 329 p. (на китайском языке).
8. Makhinov A.N., Liu Shuguang, Kim V.I., Makhinova A.F. Hazardous Hydrologic Processes on the East-Asian Rivers and Related Research Goals // Proceedings of the 3rd International Meeting of Amur-Okhotsk Consortium. Institute of Low Temperature Science Hokkaido University. Japan. 2014. P. 11-13.

9. Makhinov A., Shuguang Liu, Kim V., Makhinova A. Natural Risks and Anthropogenic Impacts on Large Rivers in East Asia //32nd International Geographical Congress. Book of Abstracts. KEY TOPICS. Abstracts Postersession Risks & Conflicts /Society & Environment (RC10). Cologne, 2012. P. 969.

НЕКОТОРЫЕ СВОЙСТВА ПРОСТРАНСТВА И ВРЕМЕНИ РЕЛЬЕФА ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ⁴

Мысливец В.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
Россия, myslivets@yandex.ru

SOME FEATURES OF SPACE AND TIME OF THE EARTH SURFACE RELIEF

Myslivets V.I.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, myslivets@yandex.ru

Введение. Рельеф – совокупность неровностей земной поверхности, одна из ее характеристик. Вряд ли целесообразно говорить о пространстве поверхности. Однако рельеф земной поверхности непрерывно изменяется под влиянием рельефообразующих факторов. При этом, поскольку деформации земной поверхности – рельефообразование – происходят на планете с флюидными оболочками, рельеф непрерывно взаимодействует с факторами рельефообразования. По словам А.И. Спиридонова [14], он действует на них, а через них – на себя. Благодаря совокупности возникающих при этом прямых и обратных, положительных и отрицательных связей рельеф организует пространство выше и ниже земной поверхности, образуя природное единство – геоморфологическую систему. Поскольку рельеф иерархичен, то и создаваемые им системы иерархичны. В настоящей работе в основном рассматривается геоморфологическая система самого верхнего иерархического уровня – планетарная морфосистема Земли [5] и ее пространственно-временные особенности.

Пространство планетарной морфосистемы Земли. Проблема выделения специфических видов пространства была в свое время поставлена в работах В.И. Вернадского, Б.Л. Личкова, развита Ю.А. Косыгиным; применительно к задачам геоморфологических исследований рассматривалась Б. Г. Федоровым, А.В. Поздняковым и И.Г. Черваневым, А.Н. Ласточкиным, Ю.Г. Симоновым. Представляют интерес опыты исследования географического пространства

⁴ Работа поддержана РФФИ, проект № 16-05-00819

(М.М. Ермолаев, А.Д. Арманд, А.Ю. Ретеюм). Как отмечает Ю.Г. Симонов [12], геоморфологи, как правило, в неявном виде используют модель трехмерного изотропного евклидова пустого пространства и модель равномерного направленного времени. В действительности любые процессы происходят в конкретном пространстве, обладающем определенными свойствами. В настоящей работе в качестве пространства планетарной морфосистемы Земли понимается часть реального физического пространства, занятая этой системой и обладающая важными для нее свойствами. Можно также сказать, что специфическое пространство планетарной морфосистемы является формой ее существования и формирует в зоне своего влияния особые пространственные отношения. В свою очередь, это пространство является частью планетного пространства Земли (В.И. Вернадский, Б.Л. Личков). Отметим следующие его свойства.

Сферичность определяет многие как очевидные, так и нетривиальные черты земной поверхности и связанных с ней процессов. К первым можно отнести то, что кратчайшим расстоянием между двумя точками на ней является не прямая линия, а дуга большого круга; с этим связан рисунок планетарной мегатрещиноватости, образующейся по энергетически выгодным направлениям и, в свою очередь, предопределяющей расположение многих внутренних и внешних процессов. Сферичность является одной из причин образования складчатости, в свою очередь, влияющей на рельеф [1]; она же определяет кривизну глубоководных желобов в зависимости от угла наклона зоны Заварицкого – Беньоффа [3]. В качестве примера нетривиального вывода из учета сферичности можно привести известную концепцию К. Ле Пишона [18], объясняющую природу смещений в трансформных разломах срединно-океанических хребтов с помощью теоремы Эйлера о движении точек на сферической поверхности. Позднее К. Ле Пишон и его соавторы показали, что все кинематические построения движения литосферных плит возможны только с учетом сферичности земной поверхности [4]. Значение этого обстоятельства для изучения форм рельефа, связанных с движением плит, очевидно.

Анизотропность пространства земной поверхности, во-первых, проявляется в поле силы тяжести. Во-вторых, она реализуется как следствие сферичности в закономерных изменениях солнечной освещенности, с чем связана, например, инсоляционная асимметрия склонов и – в конечном счете – географическая зональность. В-третьих, она связана с вращением Земли и определяет геострофические эффекты движения воздушных, водных и, по-видимому, коромантийных масс. Кроме того, от широты зависит величина центробежного ускорения: оно максимально на экваторе и стремится к нулю на полюсах. Вообще феномен ускорения Кориолиса изучен недостаточно – неясно, например, как столь малое ускорение может приводить к видимым эффектам смещения руслового потока. Обнаружено влияние этого ускорения на процессы в береговой зоне [9], на формирование железо-марганцевых конкреций и корок в абиссальной зоне океана [13]. В геологическом прошлом скорость вращения Земли была больше – соответственно был больше и эффект ускорения Кориолиса, что

вызвало широкое развитие вихревых структур в докембрии. Этот эффект проявляется в предопределенных структурами докембрия геоморфологических образованиях. В умеренном и субарктическом поясах Северного полушария анизотропность проявляется в увеличении числа весенних заторов и аномально высоких половодий на реках, текущих на север [2].

Симметрия поверхности Земли описана во многих работах (А.А. Григорьев, В.И. Вернадский, Г.Н. Каттерфельд, А.И. Шубаев, Ф.Н. Мильков, Г.Ф. Уфимцев и др.). В свою очередь, симметрия поверхности определяет свойства *симметрии пространства* планетарной морфосистемы: относительно центра Земли, оси вращения, экватора; важной представляется диссимметрия океанического и материкового полушарий, определяющая глубокие различия рельефообразующих процессов в их пределах в течение очень длительного времени - с самых ранних этапов развития Земли. Отчетливо проявляется диссимметрия северного и южного полушарий – начиная от специфики процессов и истории развития, особенно в фанерозое, и заканчивая различиями во времени: благодаря особенностям конфигурации земной орбиты зимнее полугодие в южном полушарии на восемь суток длиннее.

Неоднородность пространства планетарной морфосистемы вполне очевидна и проявляется в распределении масс вещества оболочек, значениях силы тяжести и т. д. Вместе с тем этому пространству свойственна очень высокая степень *упорядоченности*, что отражается в геоморфологических явлениях, и подтверждается специальными исследованиями географического соседства [11]. А.В. Поздняков и И.Г. Черванев [7] пишут: “*Вся эта поразительная организация земного рельефа (и, добавим, пространства – В.М.) не кажется нам удивительной только из-за того, что она привычна и известна нам с малолетства. На других планетах ее нет*” (стр. 97).

Дискретность и континуальность пространства планетарной морфосистемы определяется наличием этих свойств у земной поверхности: она может быть представлена и полем высот, и сочетанием различных геоморфологических образований.

Метрические соотношения в пределах поверхности Земли исследовались неоднократно и выражаются, в частности, в морфометрических характеристиках форм планетарного рельефа, некоторых закономерностях этих показателей и соотношениях, которые пока не получили общепризнанной интерпретации (П.С. Воронов, О.К. Леонтьев, Б.Г. Федоров, Г.Ф. Уфимцев и др.). В истории Земли эти соотношения эволюционировали. Важным показателем их служит морфометрический ряд форм рельефа и тектонических структур, насчитывающий 18 порядков [6]. Геоморфологическое пространство включает формы рельефа в интервале размеров от сантиметров до первых десятков тысяч километров. Его специфика особенно наглядна при сравнении с пространством микромира или Солнечной системы.

Время планетарной морфосистемы Земли. Наряду с пространством, формой существования описываемой системы является ее время. Анализ суще-

ствующим представлений о природе времени применительно к целям геоморфологии опубликован не так давно [15]. В настоящей работе принято представление о времени как *мере изменений системы и ее частей*. Прежде всего, следует отметить временные характеристики, связанные с упомянутыми выше особенностями ее пространства. По-видимому, наиболее ярко и очевидно пространственно-временную специфику собственного времени планетарной морфосистемы демонстрирует закономерное изменение суточной и сезонной ритмики процессов и явлений по направлению от экватора к полюсам. Так, на экваторе эрозионные или береговые процессы могут действовать круглый год, тогда как в высоких широтах – лишь в течение летнего сезона. Сравнивая эффект их деятельности, специалисты ввели понятие динамического возраста, включающего лишь время активного проявления процессов [8].

Геоморфологические процессы любых рангов – от эпох горообразования до эрозионно-аккумулятивных или эоловых – имеют *непрерывно-прерывистый характер*.

Далее надо указать на различия *характерного времени* для процессов в тропосферной части системы, с одной стороны, и в тектоносфере – с другой: тысячи, десятки тысяч лет в первом случае, миллионы и десятки миллионов лет – во втором. В динамике системы в результате проявляется сложная интерференция пространственно-временных изменений различной длительности и частоты. Наконец, характерное время планетарной морфосистемы Земли в целом определяется продолжительностью ее переходов из одного относительно равновесного состояния в другое. Если исходить из представлений о саморазвитии Земли и роли в нем глобального рельефа, то логично увязать “шаг” его развития с геотектонической цикличностью. На этом принципе основаны предложения по разработке шкалы геоморфологической хронологии [10; 16 и др.]. Так, З.А. Сваричевская и Ю. П. Селиверстов выделяют геоморфологические циклы 18 порядков – от эонов длительностью 500 – 570 млн. лет до годового цикла, отмечая их связь с космическими воздействиями.

Возраст рельефа. Выше были кратко охарактеризованы временные особенности планетарной морфосистемы в целом. В настоящем разделе анализируются отдельные аспекты этой проблемы применительно к структуре системы. Первый аспект – возрастной. Отдельные элементы планетарного рельефа имеют разный индивидуальный возраст, а разные его категории – групповой возраст. Континенты как категория глобального рельефа имеют один возраст, индивидуальные материки обособились в разное время и имеют другой возраст. Свои сложности характеризуют возраст дна океанов, где отмечается парадоксальная ситуация. В соответствии с представлениями тектоники плит, подтвержденными геолого-геоморфологическими данными, наиболее древние участки океанского дна располагаются вблизи материков. По направлению к срединно-океаническим хребтам возраст океанической коры уменьшается. Наиболее молодая, плиоцен-четвертичная океаническая кора расположена в осевой зоне

срединного хребта. При этом сам хребет, как положительная форма подводного рельефа, может существовать с позднеюрского-раннемелового времени.

Скорости рельефообразования. Важный аспект временной структуры – распределение скоростей рельефообразования (прежде всего денудации и аккумуляции, горизонтальных и вертикальных тектонических движений) в пределах равнинных и горных областей суши и морского дна. Минимальные скорости изменения рельефа – в пределах абиссальных котловин, порядка 3 Б (мм/тыс.лет) – характеризуют области, где время “почти застыло”. Им противопоставляются горные системы Азии, С. и Ю. Америки с максимальными скоростями изменений рельефа – до сотен и тысяч Б. В пределах одной и той же подсистемы планетарной морфосистемы, например, береговой зоны океана, геоморфологическое время различно в зависимости от широтно-климатического фактора. Это вынуждает вводить понятие “динамического возраста” береговой зоны, который будет различным для арктического берега, где припайный лед уступает место волновым процессам на два-три месяца в году, и для берега незамерзающего моря с круглогодичным волновым воздействием.

Эволюционное время. Наши системы отсчета времени сами изменяются во времени. Так, год – время одного оборота Земли вокруг Солнца – основная единица измерения, так называемого абсолютного времени. Она используется чрезвычайно широко – от измерения современных наблюдателю процессов рельефообразования до определения возраста Галактики и времени Большого взрыва. Между тем, никакой уверенности в том, что Земля вращалась вокруг Солнца с постоянной скоростью, нет; скорее, справедливо обратное утверждение. Тем более, весьма условно использование этой единицы измерения для времени, предшествовавшего образованию Солнечной системы. Скорость вращения Земли, по крайней мере, до девона была выше современной, и в году насчитывалось около 400 суток. Время эволюции Земли имеет сложную внутреннюю структуру, с различной частотой событий. Это же справедливо по отношению к процессам, которые мы пытаемся измерить непосредственно. Поэтому актуальным остается вопрос – какую скорость процесса мы определили тем или иным способом.

Пространственно-временной континуум. В настоящее время ясно, что по отношению к Земле в целом и планетарной морфосистеме в частности полностью применимо положение, высказанное А.В. Поздняковым и И.Г. Черваневым [7], согласно которому единство пространственно-временных отношений проявляется в форме вероятностно-стохастической интеграции явлений, имеющих различные пространственно-временные масштабы. Суть такой интеграции, как отмечают указанные авторы, в том, что при взаимодействии в системе разновременных и разномасштабных явлений происходит своего рода их “отбор”, и те, которые не могут “вписаться” в систему, разрушаются или перестраиваются, тогда как другие могут активно развиваться. Это положение крайне важно. Оно дополняет принцип эргодичности [11] и позволяет рассматривать, вслед за А.А. Григорьевым, пространственные образования как проявление определен-

ных типов сложных процессов (климатические области – режим атмосферных процессов, тектонические структуры – режим эндогенных процессов, на что давно обратил внимание В. В. Белоусов, геоморфологические подразделения – режим рельефообразующих процессов). Одновременно оно определяет характер тех закономерностей, которым подчиняются геосистемы.

В.Е. Хаин [17] вслед за М.А. Гончаровым увязывает проявление циклов разного ранга с деятельностью соответствующих им иерархически соподчиненных систем, устанавливая, таким образом, пространственно-временные закономерности развития системы «планета Земля». Как отмечалось выше, З.А. Сваричевская и Ю.П. Селиверстов выделили 18 иерархически соподчиненных циклов развития рельефа, а морфометрический ряд В.В. Пиотровского также насчитывает 18 порядков. Такое совпадение указывает на существование пространственно-временных закономерностей формирования земного рельефа.

Функция рельефа. Если рассматривать функцию как совокупность реакций системы на изменение условий внешней и внутренней среды, то можно попытаться в самом общем виде определить функцию планетарной морфосистемы Земли (другими словами, “назначение этого органа в организме планеты”). Биологические реминисценции в данном вопросе не случайны. Известные ныне данные по истории Земли и развитию жизни на ней убедительно говорят о том, что в течение всего этого времени на поверхности планеты существовал своего рода гомеостат – устройство, в котором важные для жизни показатели не выходили за пределы некоторых крайних, опасных значений. В.И. Вернадский показал роль самой жизни в регулировании гомеостата. Создается впечатление, что в этом процессе одну из важнейших ролей играла планетарная морфосистема, обеспечивая на каждом этапе развития круговороты вещества и энергии, без чего сохранение жизни вряд ли было бы возможно. По мнению Б.Г. Федорова [16], “главная функция рельефа состоит в создании и поддержании градиента геопотенциала, требующегося для обеспечения энергией круговорота веществ, а также в регуляции скорости вращения Земли изменением ее момента инерции путем деформации фигуры” (стр. 192). Следует добавить еще одно соображение. Планетарная морфосистема все это время функционировала таким образом, что “не позволяла” внешним и внутренним воздействиям привести поверхность планеты к состоянию полной выравненности, несмотря на наступавшие время от времени эпохи относительного тектонического покоя и снижения амплитуд рельефа. По-видимому, большую роль в этом играл действующий в системе механизм аккумуляции на поверхности, в гипергенной оболочке и в органическом веществе, солнечной энергии и передачи ее в зонах тектонических опусканий в глубокие недра с последующим выделением. Еще один механизм саморегуляции – процессы изостатического характера. Наряду с указанными действовали и другие механизмы снабжения планетарной морфосистемы энергией как со стороны ядра и мантии, так и из космических источников.

Отмеченные выше пространственно-временные особенности планетарной морфосистемы достаточно отчетливо иллюстрируют степень ее эмерджентно-

сти: ни одна из геоморфологических систем более низкого ранга набором таких свойств не обладает.

Литература

1. Бронгулеев В.В. Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 292 с.
2. Коржув С.С. Геоморфологический аспект заторного явления на реках, текущих с юга на север // Геоморфология. 1997. № 4. С. 54 – 63.
3. Леонтьев О.К. Морская геология (Основы геологии и геоморфологии дна Мирового океана). М. Высшая школа. 1982. 344 с.
4. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
5. Мысливец В.И. Планетарная морфосистема Земли / География, общество, окружающая среда. Том I. Структура, динамика и эволюция природных геосистем. М.: Изд. дом «Городец», 2004. С. 21 – 37.
6. Пиотровский В.В. Морфометрический ряд форм рельефа и тектонических структур. / Вопр. географии, сб. 63. М.: Географгиз, 1963. С. 12 – 19.
7. Поздняков А.В., Черванев И.Г. Самоорганизация в развитии форм рельефа. М.: Наука, 1990. 256 с.
8. Попов Б.А. Соотношение динамики берегов арктических и южных морей // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 171 – 179.
9. Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978. 263 с.
10. Сваричевская З.А., Селиверстов Ю.П. Эволюция рельефа и время. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та. 1984. 240 с.
11. Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М. Изд-во МГУ. 1972. 252 с.
12. Симонов Ю.Г. Категории пространства и времени в геоморфологии // Время и возраст рельефа. Новосибирск. Наука. 1994. С. 6 – 16.
13. Смекалов А.С., Горяинов И.Н., Прожогин А.Г. Влияние силы Кориолиса на распределение железо-марганцевых конкреций // ДАН СССР, 1984. Т.279, № 1. С. 163 – 166.
14. Спиридонов А.И. О содержании геоморфологии (в продолжение дискуссии) // Геоморфология. 1979. № 4. С. 34 – 42.
15. Торнес Дж., Брунсен Д. Геоморфология и время. М. Недра. 1981. 226 с.
16. Федоров Б.Г. Земная поверхность и проблемы планетарной геодинамики. Л. Изд-во Ленинградского ун-та. 1989. 216 с.
17. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Наука, 2003. 348 с.
18. Le Pichon X., Hayes D. E. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic // J. Geophys. Res., v. 74, № 4, 1971. P. 6283 – 6293.

К ВОПРОСУ МЕТОДИКИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭНДОДИНАМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ ДАЛЬНЕВОСТОЧНОГО СЕКТОРА АРКТИКИ⁵

Мясников Е.А., Сорокин П.С.

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,
paveleco@tig.dvo.ru

TO THE STUDY OF ESTIMATION OF ENDODYNAMIC HAZARD OF RUSSIAN FAR EAST ARCTIC REGION

Myasnikov E.A., Sorokin P.S.

Pacific Geographical Institute FEB RAS, Vladivostok, Russia, paveleco@tig.dvo.ru

В “Основе государственной политики РФ...” и “Стратегии развития Арктической зоны РФ...до 2020” в 2013 г. был изложен комплекс необходимых мер по ее освоению, который впоследствии частично конкретизирован в материалах Научной сессии Общего собрания членов РАН и отделений РАН [1]. В этих и других документах отмечается важная роль изучения, в частности опасных эндодинамических процессов, как составной части комплексного географического анализа устойчивого развития геосистем [2].

К современным опасным эндодинамическим процессам относят прежде всего сейсмичность, изученность которой в пределах Дальневосточного сектора Арктики (ДВСА) зачастую оказывается недостаточной [3-8]. В данных условиях, по нашему мнению, целесообразен комплексный подход с использованием не только прямых, но и косвенных геолого-геофизических, геоморфологических (морфоструктурных) и некоторых физико-географических признаков эндодинамической опасности [9, 10].

Вопросы методики. Распространено мнение, что эндодинамическая опасность это степень сейсмичности, которую наиболее целесообразно определять по геолого-геофизическим данным о строении территории, историческим свидетельствам о землетрясениях и инструментальным измерениям. Карты сейсмического районирования обычно составляются по факту – самому сильному сейсмическому событию, без учета физико-географических (геоморфологических и др.) условий конкретного региона. Информативность соответствующих карт уменьшается для таких территорий, как ДВСА, где инструментальные измерения малочисленны, документированная история охватывает короткий временной период, а сейсмогеологические данные редки и неравномерны [3-10].

Мы считаем, что более корректное, а в ряде случаев и более эффективное определение эндодинамической опасности возможно, если построения ведутся комплексно на морфотектонической основе с учетом региональных инженерно-

⁵ Работа выполнена при поддержке гранта Проект 44 П

геологических и физико-географических условий. Базовыми для таких построений являются морфоструктурные карты. При выявлении и изучении морфоструктур и их картографировании осуществляется синтез данных о геологическом, глубинном, тектоническом, геоморфологическом, инженерно-геологическом, гидрогеологическом строении территории, современных процессах экзо- и эндодинамики, а также других физико-географических процессах и явлениях.

Сейсмическая балльность по шкале MSK-64, указанная на любых картах общего и детального сейсмического районирования (ОСР, ДСР), относится к «средним» талым и мерзлым грунтам. Однако она может существенно изменяться в зависимости от региональных и локальных физико-географических условий ДВСА, особенно в разных типах многолетнемерзлых пород (ММП). Согласно [11], по характеру проявления ММП выделено несколько ее типов, основные из которых: 1 - островная мерзлота и мерзлота с островами таликов, где велика вероятность резонансных и кумулятивных явлений (сейсмическая балльность может увеличиваться от 1 до 3); 2 - сплошная мерзлота преимущественно с твердомерзлыми грунтами (возможно снижение балльности на 1-2 балла); 3 - мерзлота двухслойная, где верхний слой – современная мерзлота, а также слой глубоко погребенной мерзлоты, разделены слоем талых грунтов (может быть резкое искажение изосейсмального поля в широких пределах).

Помимо ММП на степень потенциальной эндодинамической опасности, хотя и в меньшей мере, влияют нивально-гляциальные образования (повышенная мощность снежного покрова и горных ледников, каменные глетчеры и др.), создающие дополнительную нагрузку, слоистость и неустойчивое состояние верхних горизонтов земной коры, а также крупные водохранилища, способствующие явлениям наведенной сейсмичности.

Экзогенные геологические процессы (ЭГП), также как и землетрясения, извержения вулканов, проявления термальных источников подземных вод, относятся к геодинамическим процессам. На их распространение, типы и интенсивность влияют холодный и сырой арктический климат, вертикальная поясность в горах, специфичный ветровой и температурный режим с неравномерными атмосферными осадками, гидрологические и другие условия, а также самое главное – характер пространственно-генетических связей морфологических и структурно-вещественных комплексов морфоструктур региона ДВСА [10, 12].

Таким образом, региональные особенности геолого-геоморфологического строения и ЭГП, а также физико-географические условия могут значительно усилить или ослабить проявления эндодинамических опасностей от землетрясений и наоборот (прямые и обратные связи). Если указанные факторы и условия имеют широкое распространение, а изученность прямых признаков сейсмичности недостаточна, то они должны учитываться не только при сейсмическом микрорайонировании (СМР), как считается в большинстве теоретических и практических разработок, но и при региональном ДСР, а также в комплексных оценках эндодинамической опасности [6, 9-12].

Распространение соответствующих типов ЭГП, ММП и др. указанных процессов и явлений контролируется не только климатическими, но и морфоструктурными, инженерно-геологическими и другими особенностями строения ДВСА. Если акцентировать внимание именно на синергетическом аспекте взаимодействия, указанных выше составляющих, можно более корректно вести речь о интегральной оценке проявлений эндодинамической опасности. Покомпонентные методические приемы достаточно освещены в литературе [5, 6, 9, 11], а комплексный синергетический анализ еще слабо разработан. Поэтому ограничимся пока краткой характеристикой природных условий ДВСА, влияющих на оценку эндодинамической опасности региона, но сначала несколько слов о его границе.

Граница Арктической зоны РФ в том числе и ДВСА, как известно, проведена согласно границ административных подразделений, имеющих выход к Арктическим морям [1, 2]. Однако она не совпадает ни с северным полярным кругом, ни с главным водоразделом соответствующей мегавпадины, ни с геолого-геоморфологическими выделами. В наших же целях необходимо наиболее полно охватить как раз региональные геологические, геоморфологические и особенно морфоструктурные подразделения. Еще С.С. Воскресенский и др. [13] выделили как самостоятельную геоморфологическую страну гор и равнин Северо-Восток СССР. Здесь низкогорья и среднегорья создают основной фон, а низменные равнины у берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского имеют широкое, но относительно подчиненное распространение. Они сложены толщами рыхлых кайнозойских отложений, которые перекрывают пересеченный рельеф мезозойских и более древних образований, вскрывающихся в горных территориях. Впоследствии в пределах контуров геоморфологической страны выделена Яно-Колымская мега-морфоструктура центрального типа (мега-МЦТ) с радиально-концентрическими особенностями размещения геолого-геофизических и геоморфологических конформных комплексов [14-16].

Литература:

1. Научно-технические проблемы освоения Арктики / РАН. М.: Наука, 2015. 490 с.
2. Бакланов П.Я., Романов М.Т. Геополитические факторы долгосрочного развития Арктических районов России // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2015. №1. С. 95-99.
3. Fujita K., Stone D., Layer P.W. et al. Cooperative program helps decipher tectonics of Northeastern Russia // EOS. Trans. Amer. Geophys. Union. 1997. Vol. 78, N 24, P. 245, 252-253.
4. Геодинамические модели сейсмических поясов Якутии. Препринт / Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В., Имаев В.С., Имаева Л.П. - Якутск: Изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1987. 48 с.
5. Важенин Б.П. Принципы, методы и результаты палеосейсмогеологических исследований на Северо-Востоке России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. 205 с.
6. Сейсмические опасности. Тематический том. / Под ред. Г.А. Соболева. М.: Издательская фирма «КРУК», 2000. 296 с.
7. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.

8. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. кн.1 / под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 47-92.

9. Олейников А.В., Олейников Н.А. Палеосейсмогеология. Владивосток: Дальнаука. 2009. 164 с.

10. Мясников Е.А. Сейсмическая опасность дальнего востока России по морфоструктурным данным // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов восточной Азии: Сб. докл. Благовещенск: ИГИП ДВО РАН, 2010. С. 30-31.

11. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 302 с.

12. Хоситашвили Г.Р. Экзогенные геологические процессы и сейсмичность // Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе: Материалы Всесоюзного совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2012. Т.1. С.121-123 с.

13. Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей: Учеб. Пособие для вузов / С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов и др. М.: Высш. Школа, 1980. 343 с.

14. Соловьев В.В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа: объяснительная записка к карте морфоструктур центрального типа м-ба 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. 110 с.

15. Кулаков А.П. Морфоструктура Востока Азии. М.: Наука, 1986. 175 с.

16. Мясников Е.А., Сорокин П.С. Морфоструктурно-сейсмогеологические и физико-географические аспекты проявлений эндодинамических процессов Дальневосточного сектора Арктики // Вестник Томского государственного университета. 2015. №400. С.381-392.

СХЕМА ИНДУКТИВНОГО ФОРМИРОВАНИЯ ТАКСОНОВ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ МОРФОГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Невский В.Н.

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, Россия,
nevsky@tig.dvo.ru

SCHEME OF INDUCTIVE CONSTRUCTING OF GEOMORPHIC MORPHOGENETIC CLASSIFICATION TAXA

Nevsky V.N.

Pacific Geographical Institute of FEB RAS, Vladivostok, Russia, nevsky@tig.dvo.ru

Одна из основных проблем индуктивных классификаций, в т.ч. геоморфологических, - недостаточность традиционной логики при формировании таксонов и таксономических уровней, или рангов, и невозможность создания четких алгоритмов («законов композиций») для проведения таких операций. Самая из-

вестная и практически востребованная индуктивная классификация в геоморфологии – генетическая, имеющая минимальное количество таксономических уровней. Однако генетически однородная поверхность и форма рельефа – различные категории, и поэтому генетическая классификация в настоящее время используется, прежде всего, как основа для наиболее популярных картографических легенд, но не как основа общей геоморфологической классификации.

Ранее была предпринята попытка построения индуктивной геоморфологической морфогенетической классификации, претендующей, в неопределенном будущем, на статус общей [1]. Она основывалась на наименьшей, неделимой (в геоморфологическом смысле) типологической структурной единице – геоморфологической фации. Классификация разрабатывалась для морфоклиматических условий юга Дальневосточного региона России, однако оказалась пригодной для экстраполяции на более обширную территорию с похожими климатическими условиями. Для проверки ее действенности необходимо построение другой морфоклиматической ветви (т.е. на основе других фаций в принципиально иных климатических условиях). Методологическая основа данной классификации – бинарная система существенных признаков, которые, по мере повышения уровня иерархии, модифицируются, но сохраняют при этом некую семантическую преемственность [1].

Практический пример индуктивной «сборки» высокорангового таксона – горная страна Сихотэ-Алинь, с которой, собственно, и начиналась работа по определению наименьших структурных единиц рельефа и способам их композиции. Взяв за основу любую группу геоморфологических фаций любого географического объекта, мы можем, применяя правила «объединительной функции» (функции происхождения) и «минимальной достаточности» [2], конструировать новые таксоны с последовательным повышением их ранга.

Таксоны второго ранга формируются, как правило, на основе «объединительной» функции, описывающей поведение локального базиса денудации [2]. Таксоны третьего ранга отличаются большим разнообразием функций; здесь уже может проявляться тектонический фактор, который никак не влияет на таксоны 2 ранга. Однако доминирующая функция – все тот же базис денудации, только не локальный, а местный или общий. Строго говоря, для того чтобы сохранить равенство оснований, на низших уровнях (с первого до третьего) желательно вообще исключить тектонический фактор, заменив его базисным. В пределах гор Дальнего Востока России это удается. И лишь по характерным комбинациям таксонов второго ранга можно будет сделать какое-то суждение о современных или позднекайнозойских тектонических процессах. Наконец, для 4 ранга практически всегда, за редкими исключениями, роль объединительной функции играет тектоника в виде, например, некой кинематической закономерности (которая может быть формализована вплоть до математического уравнения). На этом уровне формализация базисного фактора сложна и многовариантна, тогда как формализация тектонической кинематики достаточно конкретна. Но здесь мы имеем дело уже с другим масштабом времени. То же можно ска-

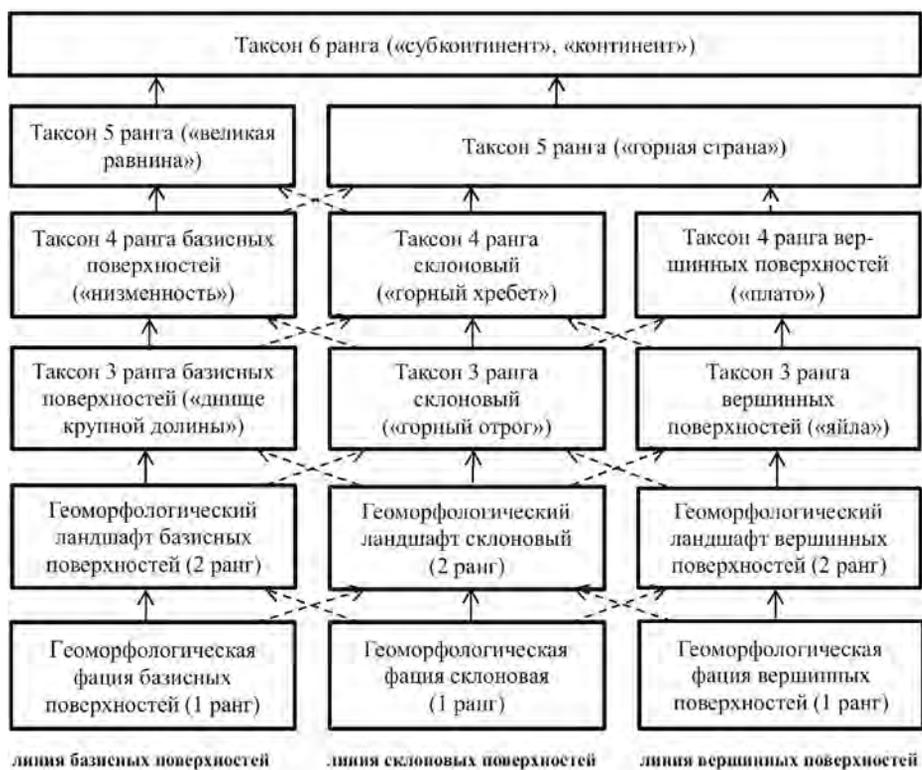
зять и в отношении конструирования таксонов 5 ранга. Только в этом случае в качестве объединительной функции мы должны применить более сложную кинематическую закономерность для большей территории с большим временем ее действия и сглаживанием эксцессов.

Итог применения данной методики к Сихотэ-Алиню: 1) небольшой низкогорный массив протяженностью несколько километров (например, островная гора) и днище долины 4 порядка чаще всего будут таксонами третьего ранга; 2) средневысотный горный хребет и днище долины 5-6 порядков будут соответствовать таксону 4 ранга; 3) вся горная система Сихотэ-Алинь протяженностью 1200 км и шириной до 250 км с десятками составляющих ее хребтов и отдельных горных массивов будет представлять собой таксон 5 ранга. Единственная мегаформа рельефа, которая может претендовать на статус равноценного по рангу таксона, ограничивающего Сихотэ-Алинь, - это низменная равнина, включающая долины рек Амур и Уссури, соответствующая крупной тектонической структуре – прогибу.

Если к данной схеме добавить еще один, вышестоящий, уровень, куда, на правах составляющего таксона, войдет Сихотэ-Алинь, то получится принципиальная схема общей индуктивной классификации, которую, с некоторыми оговорками, можно назвать морфогенетической (рисунок). В ней выделены три морфогенетические «линии»: базисные поверхности, склоны и вершинные поверхности. Для предметного иллюстрирования и, одновременно, конкретизации каждая таксономическая категория, начиная с 3 ранга, получила свое название по одному из характерных примеров – «горная страна», «плато» и т.д. Стрелки указывают порядок включения нижестоящего таксона в вышестоящий таксон в процессе конструирования последнего. Диагональные стрелки одновременно отражают ограничения для структурных единиц нижних рангов при формировании высококоранговых единиц. Так, например, фации (1 ранг) базисных поверхностей могут участвовать в формировании таксона 3 ранга вершинных поверхностей («яйла»), а таксоны базисных поверхностей 2 ранга – уже нет. Зато таксоны склоновой линии могут включать в себя таксоны близлежащего нижнего уровня как «справа», так и «слева».

Такой способ конструирования таксонов может вызвать определенные сомнения в объективности самого процесса сборки. Это естественно. В частности, известно, что в морфотектоническом строении Сихотэ-Алиня наблюдается определенная асимметрия между океанской стороной и континентальной. С точки зрения морфологии она несущественна – вся эта горная страна, в соответствии с правилами композиции, формируется одной объединительной функцией – вполне конкретным тектоническим фактором, который может быть описан количественно. Но даже если бы асимметрия была более контрастной, она вошла бы в эту функцию как ее составная часть (асимметрия – продукт той же тектоники). Другое дело, когда асимметрия стала бы формироваться в результате последующих тектонических событий уже после появления горной страны с относительно однородным рельефом. Эта умозрительная, но вполне реалистичная

ситуация, на первый взгляд, ломает всю иерархию. Однако и в таком случае принципиальная схема не нарушается. Действительно, вместо одного таксона 5 ранга будет два. Целостность гипотетического «Сихотэ-Алиния» будет нарушена, и через какое-то время, достаточное для «овеществления» заметного морфологического различия, образуются два таксона 5 ранга. Но при формировании таксона шестого ранга они будут играть такую же роль, что и один таксон 5 ранга. Для формирования вышестоящего таксона количество составляющих его структурных единиц-таксонов не имеет значения, если они подчиняются одной объединительной функции.



Данная конструкция косвенно (т.е. как бы «с другой стороны») подтверждает реалистичность схемы Ю.Г. Симонова [3], который дедуктивно (и, в определенной степени, интуитивно) выделил 6 уровней иерархии в организации планетарного рельефа.

Литература

1. Невский В.Н. Новые подходы к созданию базовой геоморфологической классификации // Геоморфология. 2003. №1. С. 40-48.
2. Невский В.Н. О рангах форм рельефа // Геоморфология. 2009. №1. С. 3-11.
3. Симонов Ю.Г. Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. СПб: Питер, 2005. 427 с.

**НОРМАТИВНО-ПРАВОВАЯ ОСНОВА
ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ
ТЕРРИТОРИАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ**

Некрасова Л.А.

Институт географии РАН, Москва, Россия, langeomorph@gmail.com

**REGULATORY FRAMEWORK OF THE
ECOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL ASSESSMENT
OF SPACIAL RESOURCES**

Nekrasova L.A.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, langeomorph@gmail.com

В число актуальных проблем современности входит проблема трансформации природной среды как следствие освоения и эксплуатации природно-территориальных ресурсов. Условия освоения территорий, создания и функционирования сооружений, транспортных и иных коммуникаций определяются, прежде всего, инженерно-геоморфологическими условиями местности.

По оценкам, связанным с прогнозами развития территорий, сценариев и рекомендаций, наиболее динамичными факторами преобразований рельефа и связанных с ними изменений литологических, гидрогеологических, геохимических и ландшафтных параметров являются экзогенные геологические процессы и антропогенная трансформация рельефа [1].

Для территории России характерно большое разнообразие геоморфологических условий. Для наибольшей части территорий страны самой острой признана проблема нарушения земель в процессе хозяйственной деятельности и невыполнения обязательных работ по их рекультивации. Большинство земель основных промышленных и сельскохозяйственных районов России пришли в экологически неудовлетворительное состояние еще в период 1950-70-х гг. с последующей почти повсеместно негативной динамикой.

Процессы естественного восстановления нарушенных земель протекают медленно или неэффективно. Нарушения земной поверхности, как правило, не исчезают и становятся устойчивыми техногенными формированиями. Это является причиной того, что нарушенные земли подлежат искусственному восстановлению [2].

Регламентирование, необходимые ограничения и оценочные мероприятия в сфере землепользования законодательно определены Земельным кодексом РФ: «В целях охраны земель разрабатываются федеральные, региональные и местные программы охраны земель, включающие в себя перечень обязательных мероприятий по охране земель с учетом особенностей хозяйственной деятельности, природных и других условий. Оценка состояния земель и эффективности предусмотренных мероприятий по охране земель проводится с учетом экологи-

ческой экспертизы, установленных законодательством *санитарно-гигиенических и иных норм и требований*» (ст. 13). Документ содержит положения по охране земель: «собственники земельных участков, землепользователи, землевладельцы и арендаторы земельных участков обязаны проводить мероприятия по: сохранению почв и их плодородия; защите земель от водной и ветровой эрозии, селей, подтопления, заболачивания, вторичного засоления, иссушения, уплотнения, загрязнения радиоактивными и химическими веществами, захламления отходами производства и потребления, загрязнения, в том числе биогенного загрязнения, и других негативных воздействий, в результате которых происходит деградация земель; защите сельскохозяйственных угодий от зарастания деревьями и кустарниками, сорными растениями, сохранению достигнутого уровня мелиорации; рекультивации нарушенных земель, восстановлению плодородия почв, своевременному вовлечению земель в оборот; сохранению плодородия почв и их использованию при проведении работ, связанных с нарушением земель» (ст. 13). Земельным Кодексом РФ предусмотрены: «ограничения прав на землю (ст. 56); государственный мониторинг земель (ст. 67): своевременное выявление изменений состояния земель, оценка этих изменений, прогноз и выработка рекомендаций о предупреждении и об устранении последствий негативных процессов; информационное обеспечение государственного земельного контроля за использованием и охраной земель, иных функций государственного и муниципального управления земельными ресурсами, а также землеустройства». Определены понятие и состав земель особо охраняемых территорий (ст. 94): «к землям особо охраняемых территорий относятся земли, которые имеют особое природоохранное, научное, историко-культурное, эстетическое, рекреационное, оздоровительное и иное ценное значение, которые изъяты в соответствии с постановлениями федеральных органов государственной власти, органов государственной власти субъектов Российской Федерации или решениями органов местного самоуправления полностью или частично из хозяйственного использования и оборота и для которых установлен особый правовой режим. К землям особо охраняемых территорий относятся земли: особо охраняемых природных территорий, в том числе лечебно-оздоровительных местностей и курортов; природоохранного назначения; рекреационного назначения; историко-культурного назначения; иные особо ценные земли в соответствии с настоящим Кодексом, федеральными законами». Определены «ограничения использования земель рекреационного назначения (ст. 98), к которым относятся земли, предназначенные и используемые для организации отдыха, туризма, физкультурно-оздоровительной и спортивной деятельности граждан, а также земли пригородных зеленых зон. На землях рекреационного назначения запрещается деятельность, не соответствующая их целевому назначению» [3].

Таким образом, основные требования по рациональному землепользованию в нашей стране закреплены законодательно. Однако широко известно, что в процессе освоения и использования территорий взаимодействие сторон, пред-

ставляющих различные территориальные интересы, часто приводит к неизбежным конфликтным ситуациям (территориальным конфликтам) по причине несоблюдения соответствующих требований.

Например, хорошо известно, что для Московского (как и для многих других) региона характерны случаи нарушения режима охраны и использования водоохраных зон, где растущими темпами осуществляется самозахват земель под строительство дач, коттеджей, гаражей. Часто застройка осуществляется стихийно и хаотично, без разработки генеральных планов застройки, без требуемого инженерного обеспечения, с вырубкой значительных лесных массивов. Прибрежные полосы рек и водохранилищ не исключены из пахотных земель, продолжается их распашка до самого уреза воды. Несмотря на принимаемые Правительствами Москвы и области меры по защите водоисточников, темпы землеотводов и захватов возрастают. Одной из причин сложившейся ситуации является то, что Правительство Москвы и органы администрации Московской области действуют разрозненно и противоречиво в решении вопросов по рациональному использованию и защите земельных ресурсов. То есть главным фактором ухудшения экологического состояния земель продолжает оставаться их бесхозяйственное использование.

Как показано выше, основным нормативным документом, обеспечивающим сохранение природных комплексов, потенциала территорий является Земельный кодекс РФ, что позволяет использовать его положения в качестве *нормативно-правового обоснования при разработке критериев оценки состояния территорий разной степени освоенности и трансформации.*

В частности, при разработке методики экспертной геоморфологической оценки трансформации природной среды Центральной России учитывались виды и интенсивность антропогенного воздействия, негативные процессы и явления, уровень урбанизации, степень соответствия необходимым ограничениям в системах землепользования исследуемых территорий. В качестве основных критериев оценки были определены характер и степень проявленности экзогенных процессов, а также ландшафтно-геоморфологические следствия их развития. Рассматривались, прежде всего, особенности развития эрозионных и сопутствующих им процессов. Интенсивность проявления эрозионных процессов на территории России определяет морфология и морфодинамика рельефа, сформированного в результате взаимодействия новейших и современных тектонических движений и экзогенных процессов. Комплексным показателем степени интенсивности современных рельефообразующих (главным образом эрозионных) процессов является расчлененность рельефа: по этому показателю можно судить и о возможном развитии комплекса экзогенных процессов в будущем. Результаты оценки показали, что в целом для территории Центральной России трансформацию природных условий определили: 1) нарушенность пахотных земель (эрозионный смыв до 3-10 т/га и более в год) в различных регионах на площади 20-50 % и более; 2) нарушенность земель горнодобывающей промышленностью (отвалы, карьеры, хвостохранилища и др.), природно-

техногенные деформации ландшафта (оседания, обрушения поверхности и др.), изменение структуры поверхностного стока, сильное изменение пойм и русел рек и др.; 3) интенсивная урбанизация [4].

В различных по степени эрозионной опасности районах при изменении климатических характеристик неблагоприятные последствия будут развиваться по-разному. Так, для территорий с очень слабым и слабым развитием эрозии наиболее вероятно не только ее усиление, но и активизация гравитационных процессов (осыпей, обвалов, оползней). Сложность функционирования природно-антропогенных геосистем требует применения комплексных методов оценки и прогнозирования их развития.

По определению Э.А. Лихачёвой, оценка функционирования геосистемы должна основываться на исследованиях *памяти геоморфологической системы*, т.е. совокупности состояний, механизмов взаимодействий, запечатленных в морфоструктуре, морфологических и морфодинамических свойствах системы. Геоморфологическая память системы позволяет судить как о генезисе, так и о развитии геосистемы в прошлом, её функционировании в настоящем, и давать оценку (прогноз) путей развития геосистемы в будущем.

Отдельного рассмотрения требует проблема трансформации городских территорий. Во всем мире пригороды крупнейших мегаполисов – это особое пространство, специфика которого состоит в высоких темпах разрастания урбанизированных и субурбанизированных территорий за счет сокращения природных ландшафтов. Все усилия градостроительного регулирования предшествующего столетия были направлены на сохранение высоких природных качеств пригородов, однако эти меры оказались недостаточными, и проблема гармонизации ближайших к Москве земель продолжает оставаться особенно острой [5].

На достаточно устойчивых в морфодинамическом отношении территориях действиями людей может быть спровоцировано развитие экстремальных геоморфологических процессов, как на локальных участках, так и на больших площадях, некоторые из них уже сегодня относятся к территориям с экстремальным развитием антропогенных процессов. На городских территориях развит комплекс техногенных и техногенно-активизированных процессов: подтопление, поверхностная эрозия, проседание поверхности и ряд других. Ущерб от природно-антропогенных процессов наблюдаются в большинстве регионов. В ежегодных отчетных документах субъектов РФ о состоянии окружающей среды состояние земель в городах с населением более 1 млн. чел. по степени экологического неблагополучия определяется преимущественно как высокое или очень высокое.

Степень урбанизации и степень преобразования рельефа территории определяются соотношением площадей по характеру освоенности. Например, по результатам оценки антропогенного морфогенеза Московской области около 17% территории могут быть отнесены к категории полностью преобразованных, и в то же время лишь 5% площади области могут считаться не затронутыми такими изменениями. На территориях городов произошли значительные изменения ре-

льефа, а также геофизических, геохимических, гидрологических и гидрогеологических условий; строительство линейных сооружений – железных и автомобильных дорог – внесло изменения в степень расчлененности рельефа водосборных бассейнов 1–2 порядка. Изменение рельефа и геоморфологических условий происходит и под воздействием динамических нагрузок автомобильного и железнодорожного транспорта [6].

Геоморфологическая оценка территориальных ресурсов на примере Новой Москвы показала, что весь комплекс проблем, связанных с рельефом и рельефообразующими процессами, возникающих в процессе освоения территорий, целесообразно оценивать по трем основным направлениям: геотехническому (сложность строительства), геоэкологическому (возможные неблагоприятные последствия для человеческой деятельности от активизации геолого-геоморфологических процессов) и культурно-эстетическому (благоприятность территории для жизни), что может служить прогностической основой дифференциации территории по условиям эксплуатации и необходимых ограничений [7, 8].

Подходы к эколого-геоморфологической оценке трансформации территорий направлены на выявление причин, вызывающих проблемы в системе землепользования и определение методов их решения в соответствии с нормативно-правовыми положениями.

Дальнейшее направление исследований связано с совершенствованием методик оценки изменения природных и социально-экономических систем, углублением детальности оценок деградации природной среды для приближения масштаба их исследования к уровню муниципальных районов для более точного сопоставления природных и социально-экономических процессов [4] с позиций антропогенной геоморфологии и экологического права.

Литература:

1. *Аникина Н.В., Шварев С.В., Неходцев В.А., Самойлова Е.А.* Оценка природно-антропогенных геолого-геоморфологических условий Новой Москвы / Геоэкологические проблемы Новой Москвы: Сборник научных трудов / Отв. ред. А.В. Кошкарев, Э.А. Лихачёва, А.А. Тишков. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. С. 88-95.

2. *Алексеев А.А.* Геоэкологическая эффективность применения геокомпозиционных экранов при восстановлении ландшафтов, нарушенных горнодобывающей деятельностью: Дис. ... канд. техн. наук: 25.00.36 Москва, 2005 133 с. <http://www.lib.ua-ru.net/diss/cont/179657.html>

3. Земельный кодекс Российской Федерации от 25.10.2001 N 136-ФЗ (ред. от 23.05.2016) http://www.consultant.ru/document/cons_doc_law_33773/

4. *Нефёдова Т.Г., Трейвиш А.И., Лихачёва Э.А., Черногаева Г.М., Некрасова Л.А.* Оценка трансформации социально-экономической и природной среды Центрального Федерального округа РФ. / Инновационные и интегральные процессы в регионах и странах СНГ / Отв. ред. акад. В.М. Котляков. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2011. 216 с. С. 48-67.

5. *Кочуров Б.И., Ивашкина И.В.* Ландшафтно-экологические подходы к градостроительному освоению Новой Москвы / Геоэкологические проблемы Новой Москвы:

Сборник научных трудов / Отв. ред. А.В. Кошкарёв, Э.А. Лихачёва, А.А. Тишков. М.: Медиа-ПРЕСС. 2013. С. 112-119.

6. *Лихачёва Э.А., Некрасова Л.А.* Оценка антропогенного морфогенеза на территории Московской области / Геозокологические проблемы Новой Москвы: Сборник научных трудов / Отв. ред. А.В. Кошкарёв, Э.А. Лихачёва, А.А. Тишков. М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. С. 76-82.

7. *Лихачёва Э.А., Шварев С.В.* Геоморфологические проблемы освоения территории Новой Москвы / Геозокологические проблемы Новой Москвы: Сборник научных трудов / Отв. ред. А.В. Кошкарёв, Э.А. Лихачёва, А.А. Тишков. М.: Медиа-ПРЕСС. 2013. С. 83-87.

8. *Лихачёва Э.А., Шварев С.В., Аникина Н.В.* Геоморфологическая оценка территориальных ресурсов Новой Москвы / Стратегические ресурсы и условия устойчивого развития Российской Федерации и её регионов. Краткие итоги реализации Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 13 в 2012-2014 гг. М., Институт географии РАН. 2014. С. 120-133.

МЕСТО И РОЛЬ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В ИНЖЕНЕРНОЙ ГЕОЛОГИИ

Петров Н.Ф., Никонорова И.В., Алексеев И.А.

Чувашский государственный университет, Чебоксары, Россия,
petrovnf@gmail.com

ЗАО «Институт «Гипроводхоз», Чебоксары, Россия

PLACE AND ROLE OF GEOMORPHOLOGICAL RESEARCHES IN THE ENGINEERING GEOLOGY

Petrov N.F., Nikonorova I.V., Alekseyev I.A.

Chuvash State University, Cheboksary, Russia, petrovnf@gmail.com

JSC "Institute" Giprovdokhoz ", Cheboksary, Russia

Геоморфологические исследования имеют общетеоретическое и прикладное значение в науках о Земле. В инженерно-геологических изысканиях геоморфологические работы являются составной частью в изучении территорий как на предпроектном этапе, так и при составлении проектов застройки, транспортного, сельскохозяйственного, рекреационного и других видов освоения территорий, территориального планирования. Рассмотрим это на некоторых конкретных примерах хозяйственного освоения территории Чувашской Республики.

На территории Чувашии происходит реконструкция федеральной дороги М-7 «Волга» со строительством нового моста через реку Сура и подъездных дорог к ней. Значимость данной магистрали велика, так как она обеспечивает субширотные связи «запад-восток» в России. Многомиллиардный по стоимости объём

ект должны были сдать в эксплуатацию в четвертом квартале 2012 года, но 5-го июля 2012 г. в процессе возведения высокой грунтовой насыпи на участке ПК37 – ПК40 (583-584 км) начались оползневые деформации. Мнение представителей ОАО «Гипродорнии», занимавшихся данным проектом, о разрушительной силе подземных вод, приуроченных к самой дороге и идущих вдоль нее и ниже по склону, повлиявших на деформацию грунтов насыпи в районе ПК37-ПК40 оказался несостоятелен. Истоки ошибок – в малограмотных геоморфологических изысканиях и непрофессиональных проектных решениях Саратовского филиала Института «Гипродорнии», дополненных некомпетентной (скорее, введенной в заблуждение Филиалом) государственной экспертизой данного проекта, на которые авторами было обращено внимание заинтересованных лиц еще в апреле 2011 года, в самом начале возведения проектной насыпи. Уже тогда было ясно, что главная ошибка Филиала – неверное определение происхождения и состояния правого оползневого склона долины р. Сура, в пределах которого располагается участок дороги ПК30 - ПК42. Филиал принял его за неоползневой, делювиальный, естественно устойчивый. Все проектные решения по возведению насыпи, по замене грунта и по водопонижению дренажными системами исходят из этой ошибки и не могли быть рациональными изначально. Эти мероприятия возможно были бы достаточными для дороги на делювиальном склоне, но совершенно недостаточны на оползневом.

Учитывая блочное строение оползневого склона, нами было показано еще в 1991 году, что для обеспечения дороге надежной устойчивости размеры насыпи, дренажные системы и другие проектные решения следует обосновать расчетами, которых не было в проекте 2008 г., составленного Филиалом. При недостаточности данных мероприятий, состав противооползневых мероприятий следовало дополнить другими удерживающими конструкциями. Но тогда к данному заявлению не прислушались. Авторы уже тогда удивило в проекте следующее. Несмотря на то, что трасса дороги на протяжении более километра (между ПК30–ПК42) расположена в пределах оползневого цирка правобережья Суры, в проекте не было никаких сведений об этом. Следовательно, не было даже намек на риск и ожидаемую опасность возведения здесь высокой насыпи. Не было и соответствующих расчетов и рекомендаций по обеспечению устойчивости дорожного полотна.

Изучением причин образования новых оползней (с 05.07.2012 г.) на трассе дороги в интервале ПК37 - ПК40 авторы занялись по просьбе «Мостотреста». Были получены непроверяемые данные о том, что смещение насыпи имеет не только явно оползневой характер, но и что оползни возникли унаследовано в пределах 3-го и 4-го давних ярусов под весом насыпи, за счет перегрузки их головных блоков. Это прекрасно видно в северном кювете дороги между ПК37+50 – ПК38+20. Наши материалы по желанию заказчика прошли экспертизу у специалистов-оползневиков самых авторитетных организаций России: Институт геоэкологии РАН (д.т.н. Г.П. Постоев), МГУ им. Ломоносова (д.г.-м.н. Е.А. Вознесенский), ООО НТЦ «Геопроект» (д.т.н. С.И. Маций), ОАО «Ги-

протрансмост» и ООО «ПНИ Гипрокоммунстрой» (гл. инж. В.Н. Кукушкин) и др. Никто из рецензентов не усомнился в оползневом характере склона, но были вопросы: 1) о роли просадочности в деформации грунтов насыпи, 2) о глубине залегания поверхностей смещения, 3) о желательности получения параметров поверхностей и зон смещения инструментальным путем, в частности, и инклинометрией.

Нами были выполнены дополнительные исследования просадочности грунтов основания насыпи, уточнено положение ослабленных зон путем статического зондирования. Последние были близки к данным, полученным наблюдениями при бурении (углы падения слоистости, зеркала скольжения, зоны повышенной влажности, консистенция грунтов и др.). Показано, что суглинистые грунты, подстилающие часто насыпь, находятся местами в водонасыщенном состоянии, деформированы оползнями, сильно сжимаемые, не просадочные.

Основными факторами деформации дорожной насыпи признаны: главный фактор - вес насыпи, определяемый ее высотой и плотностью грунтов; второй по значимости фактор – гидрогеологический, самый изменчивый с точки зрения выбора местоположения, глубины заложения и типа дренажа (продольный или поперечный по отношению к дороге, совершенный или несовершенный, висячий или ловчий); третий – грунтовый с учетом площадного распространения грунтов различных консистенций и несущей способности, в частности, грунтов погребенной балки, размеры которой уточнены по последним изысканиям саратовцев. На основе этих данных ряд проектных институтов (Гипротрансмост, Чувашигипропроводхоз, Саратовский филиал) в течение 3-4 месяцев, начиная с сентября месяца 2012 г. разрабатывали дальнейшие варианты строительства дороги в пределах ПК35 – ПК40. Было предложено три варианта со стоимостными данными: 1) с сохранением проектных отметок насыпи, а, следовательно, и проектных давлений на грунты основания, при которых образовались оползни, не признаваемые саратовцами; 2) со срезкой насыпи на 3-4 м (по нашим расчетам), т.е. с уменьшением нагрузки на грунты основания; 3) вариант эстакадный. В настоящий момент продолжается обсуждение этих вариантов.

Дефицит земельных угодий, архитектурные соображения заставляют строителей г. Чебоксары смелее вовлекать под жилищное строительство оползневые и заовраженные крутосклоны. Одним из таких участков является бурно застраиваемый VI-ой микрорайон «Центр» в левобережье р. Чебоксарка. Несмотря на интенсивное естественное и техногенное преобразование эрозионно-денудационных склонов, сохранился ряд важнейших элементов, позволяющих отреставрировать структуры оползневых и эрозионных систем (межоползневых и межовражных мысов и останцов), отражающих геоморфологическое строение склонов. В пределах рассматриваемой территории выявлены оползни трех генераций, в том числе и образовавшиеся при иных рельефно-климатических условиях. Наибольшую площадь занимают давние оползни, представленные двумя оползневыми системами 1-го порядка, тремя оползнями 2-го порядка и 5-6 оползнями 3-го порядка, приуроченных к элементам оползней первых двух по-

рядков и к бортам оврагов. Из других процессов наиболее ярко проявили себя эрозионные, сформировавшие не только современные четыре оврага и множество овражков, но и древние погребенные овраги и балки различного возраста. Плиоценовые балки заполнены водоупорными пластичными глинами, плейстоценовые – лессовыми просадочными суглинками, а современные - часто техногенными грунтами с трудно прогнозируемыми свойствами. Следовательно, система разновозрастных балок и оврагов значительной глубины (до 15-20 м) контролирует границы участков с геологическими опасностями - из-за просадочности, сильно сжимаемых грунтов при замачивании, водоупорных и склонных к подтоплению или к оползневым деформациям при подрезках.

Данные исследования позволили выделить три района: 1) массивы типа А - поверхности выравнивания или плато (верхний ярус рельефа), 2) массивы типа Б - склоны различных генетических типов (средний ярус рельефа) и 3) массивы типа В - поймы и днища балок (нижний ярус рельефа). Границы между массивами А и Б определяются бровками срывов оползневых систем, бровками эрозионных склонов, а между Б и В - тыловым швом поймы р. Чебоксарка. Массивы типа А почти целиком застроены, генетически и структурно довольно однообразны и являются объектом инженерной защиты при застройке склонов. Между этими ярусами рельефа располагаются высокие головные стенки срывов оползневых систем, подверженных локальным оползневым деформациям даже при их временных подрезках в строительных целях. В районе А выделены подрайоны, отличающиеся возрастом и типом пород коренной основы (пермский, плиоценовый и четвертичный). Строительные свойства древне- и давнеоползневых склонов (тип Б) определяются структурой и механизмом этих оползней, т.е. тем, на каких же функциональных компонентах оползней располагаются проектируемые здания и как изменится картина распределения нагрузок на склоне и режим подземных и поверхностных вод в связи с реализацией проектных решений по вертикальной планировке и др. В районе Б выделено пять подрайонов с участками. Подрайоны часто представляют собой самостоятельные геологические образования – оползень, генетический тип склона и др. А участок – часть оползневой системы, играющий в ее функционировании определенную роль. Поэтому, зная приуроченность объекта к тем или иным элементам, можно заранее предсказать и характер влияния его на устойчивость склона. Таким образом, структура склона осложнена тем, что на элементы оползней, ориентированных почти по простиранию долины Чебоксарки, наложена разновозрастная погребенная и современная овражно-балочная сеть, существенно осложняя строительные свойства массива. Аккумулятивная пойма р. Чебоксарка с отметкой поверхности до 74 м и цоколя – 58-60 м (тип В), ограничивая своим тыловым швом рассматриваемый склоновый массив, является для него контрбанкетом, базисом эрозии и местом накопления овражного пролювия.

Высокоскоростная магистраль (ВСМ-2) «Москва-Казань-Екатеринбург», которую планируют начать строить в 2017 г., создаст необходимые стимулы для развития экономики многих субъектов РФ (Московская, Владимирская, Ниже-

городская области, Чувашия, Татарстан и др.). По проекту ВСМ-2 пересечет Волгу в районе Куйбышевского водохранилища. Длина мостового перехода составит более 4,5 км. В качестве места пересечения рассматривается участок в Мариинско-Посадском районе на территории Чувашской Республики. Исследованный участок расположен на правом возвышенном оползневом берегу р. Волга в 1,5 км выше Д/о «Белые камни» или на 500 м ниже дер. Н. Кушниково. В условиях проявления оползневых рисков определение устойчивости участка трассы ВСМ-2 и разработка рекомендаций по повышению его устойчивости до требуемых нормативными документами величин крайне актуальна.

В ходе исследования были поставлены задачи: оценить общую и локальную устойчивость давнеоползневых склонов долины р. Волга между отметками 120 м (край плато) и 52 м (бечевник, русло Волги) в зоне расположения ВСМ-2; определить устойчивость края плато длиной до 25 м на месте пересечения дороги с долиной р. Волга; оценить роль эрозионно-абразионных процессов на берегу Куйбышевского водохранилища в общей устойчивости склона и его частей; уточнить гидрогеологические особенности массива и их роль в общей и локальной устойчивости давнеоползневого склона. По данным ИГС, материалов горно-буровых работ Института «Гипростроймост» и маршрутных наблюдений были составлены три геолого-геоморфологических профиля оползневого склона и на их основе - структурно-кинематические расчетные модели.

Рассматриваемый участок шириной до 320 м по берегу Волги и по краю плато и средней длиной 240 м при высоте 68 м это давнеоползневая система, представленная оползневыми ярусами 2-х генераций, связанных способом сопряжения; сложена терригенно-карбонатной толщей уржумского яруса системы средней перми, включающей переслаивание красновато-коричневых глин с пестроцветным мергелем и светло-серым известняком, местами с алевролитом разной степени выветрелости. Поверхность плато наклонена к Волге под углом 4-5°; поверхностный сток способствует эрозионному расчленению края плато и стенки срыва, оврагообразованию, дренированию склонового массива. Отметка межженного уровня Волги (водохранилища) 52,0 м, половодный уровень -55,3 м, до заполнения водохранилища – около 49,0 м, русло Волги отделено от берега грядой островков и процессы боковой и донной эрозии практически прекратились, и признаки абразионных процессов не заметны. Давнеоползневой 2-3-ступенчатый склон состоит из ряда генетически взаимосвязанных элементов: денудационное плато, стенка срыва давнего оползня 1-го порядка 2-ой генерации, терраса давнеоползневая 2-ой генерации, оползневой уступ, оползневая терраса 1-ой генерации, оползневой блок, фронтальный блок надвигания-выпирания, береговой эрозионно-осыпной уступ (древний клиф), бечевник. Средняя крутизна склона от его бровки до уреза русла Волги 15,5°. Обследованием и данными бурения подтверждается наличие лишь двух водоносных горизонтов. Выполненные расчеты устойчивости на 3-х профилях, включавшие по 6-7 моделей, показали, что система находится в предельно устойчивом состоянии ($K_{уст}=1,05-1,07$). С учетом СНиПов для нормальной экс-

плуатации этот показатель должен быть не менее 1,3. При этом эрозионная и абразионная роль Волги в оползневых деформациях незначительна, т.к. основное русло Волги на исследуемом участке приближено к левому берегу, а по правому берегу образовался залив, отделенный цепью островов от основного русла. Авторами рекомендуется для повышения устойчивости склона ($K_{уст}$ более 1,3) провести противооползневые мероприятия. Они должны включать вертикальную планировку склона (срезка головных активных блоков оползней, что приведет к разгрузке головных частей оползневых ярусов), регулирование поверхностного стока и пригрузка фронтальной части оползневой системы контрбанкетом.

ОБРАТИМАЯ САМООРГАНИЗАЦИЯ ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ВОДОТОКА ЦИКЛОИДАЛЬНОГО ТИПА (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ)⁶

Поздняков А.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия, synergeia@imces.ru

REVERSIBLE SELFORGANIZATION OF LONGITUDINAL PROFILE OF WATERCOURSE CYCLOIDAL TYPE (EXPERIMENTAL RESEARCH)

Pozdnyakov A.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, synergeia@imces.ru

1. Введение. Продольные профили рельефа различного генезиса (русел рек, склонов водоразделов, сом вулканических построек и пр.), при условии длительного постоянства поступления вещества и энергетических источников, приобретают закономерную вогнутую форму, подобную циклоиде. Поверхность с продольным профилем в форме циклоиды обладает двумя замечательными неразделимыми свойствами: *брахистохронностью* и *тавтохронностью*. С давних пор эти свойства вызвали научно-познавательный интерес, но впервые задача исследования свойств циклоиды была поставлена И. Бернулли в 1696 г. Брахистохрона (от греч. *брахистос* – кратчайший и *хронос* – время) – это *кривая наискорейшего спуска*, изогнутый профиль пути, который тело (шарик) проходит за кратчайшее время. Она же и тавтохрона (*таutos* – тот же самый) – тела одного диамет-

⁶ Работа выполнена при поддержке РФФИ (Проект №05-05-64182)

ра и веса, путь разной протяженности проходят за одно и то же время [1]. Данной закономерности подчиняется и движение любых других тел, например, воды и частиц горных пород. Механизм формирования циклоиды представлен на рис. 1 [1].

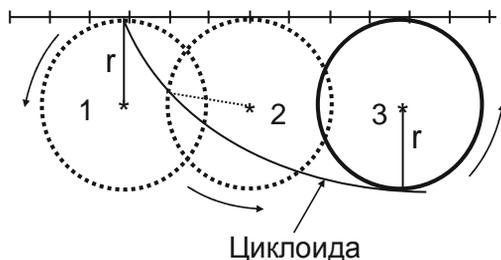


Рис. 1. Механизм формирования «перевернутой» циклоиды. Фиксированная точка на катящемся по горизонтальной плоскости круге (1-2-3) «рисует» кривую, названную Галилеем циклоидой

2. Экспериментальное исследование процесса самоорганизации продольного профиля. Эксперименты по изучению динамики форм рельефа, например, дождевание склонов прямого исходного или какого-либо другого профиля [2], численное моделирование динамики склонов [3], показывают, что вогнутая форма профиля склонов является единственной устойчивой.

Формирование продольных профилей рельефа различного генезиса в естественном развитии является по времени процессом геологическим, и проследить его динамику невозможно. Обычно она изучается на моделях с начальными условиями, соответствующими некоторой реально существующей форме рельефа: продольный профиль склона, русла водотока, прибрежной отмели с известными измеряемыми морфометрическими характеристиками. Нами экспериментальная задача формулировалась принципиально иначе. С целью выявления закономерностей формирования продольного профиля водотока циклоидальной формы, эксперимент направлен не на исследование изменения профиля существующей формы, а, наоборот, на наблюдение за процессом самоорганизации формы рельефа на горизонтальной поверхности и последовательного изменения ее морфологии.

Для решения задачи сконструирован лоток шириной 850 мм и длиной 5000 мм. Дно лотка горизонтальное (рис. 2); экспериментальный материал: вода и обломочный материал из пяти фракций в равных процентных соотношениях: $d=10$ мм; $d=5$ мм; $d=1$ мм; $d=0,1$ мм; $d<0,1$ мм.

Начальные условия эксперимента: расход воды Q и обломочного материала q в течение эксперимента не менялся: $Q+q=\text{const}$; $Q=5$ л/с; $q=0,1$ л/с; уклон i поверхности $i=0$. Обломочный материал и вода поступали на дно лотка площадью

0,2x0,2 м и самопроизвольно удалялись формирующимся водным потоком в приемный бассейн.

3. Результаты эксперимента. Установлена отчетливо выраженная, самопроизвольно происходящая гранулометрическая дифференциация обломочного материала по длине (рис. 2, 3, 4) и соответствующее ей изменение уклона продольного профиля водотока для каждой фракции.

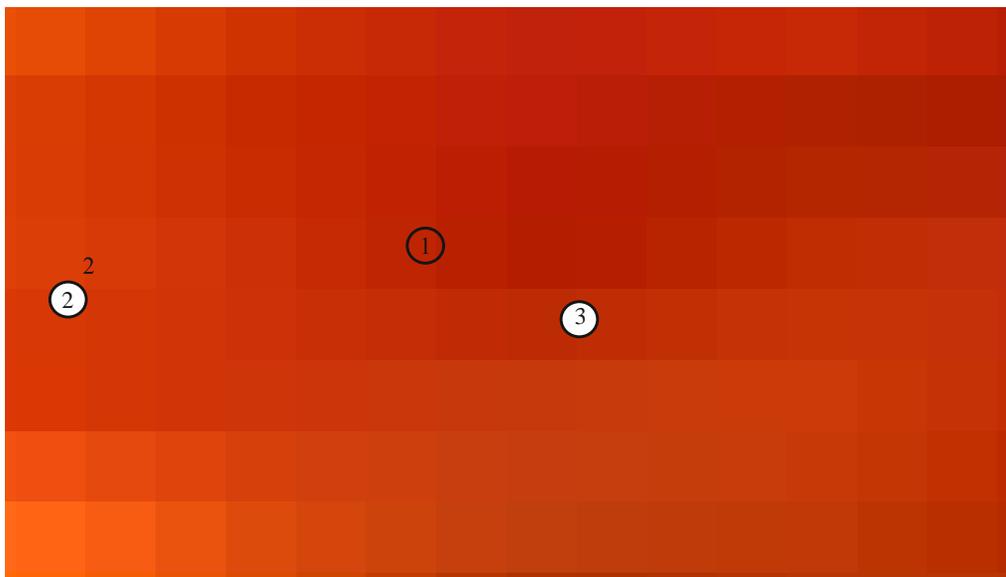


Рис. 2. Экспериментальное исследование процесса самоорганизации аккумулятивно-эрозионной формы рельефа и продольного профиля равновесия циклоидального типа. Фото, вид сверху. 1 - гидравлический лоток; 2 – склон аккумулятивной формы рельефа высотой $h=250$ мм; 3 – русло потока с движущимися грядами 3

Основным процессом самоорганизации является пространственная дифференциация обломочного материала по его гидравлической крупности и формирование аккумулятивной поверхности по всей длине и ширине лотка с врезанным в нее руслом потока (рис. 4). Поскольку для частиц, обладающих разной подвижностью, требуется разная по величине скорость, то поток, влекущий разнородный по диаметру и плотности материал, формирует участки поверхности с уклонами, которые уменьшаются вниз по течению.

Стадия формирования продольного профиля. На данной стадии происходит формирование аккумулятивного тела, с одновременным образованием на нем русловой морфоскульптуры, с закономерной гранулометрической дифференциацией обломочного материала (рис. 3, 4). Грядовое выстилание с замедлением (процесс насыщения) переходит в формирование аккумулятивного тела с вогнутым продольным профилем, в котором закладывается русло.

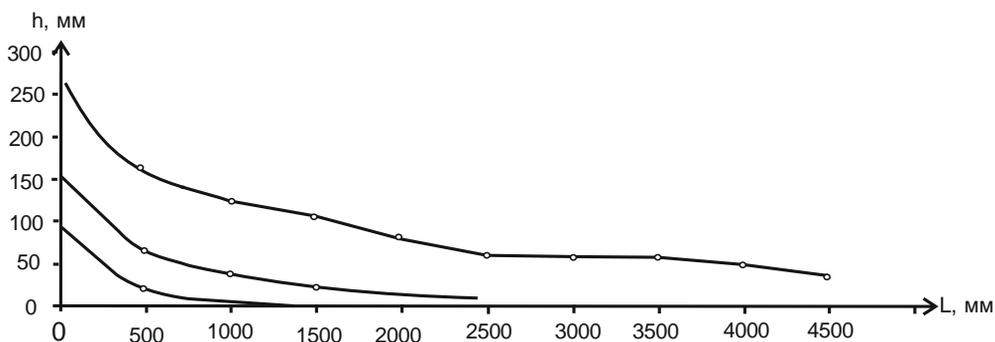


Рис. 3. Последовательное изменение продольного профиля русла водотока

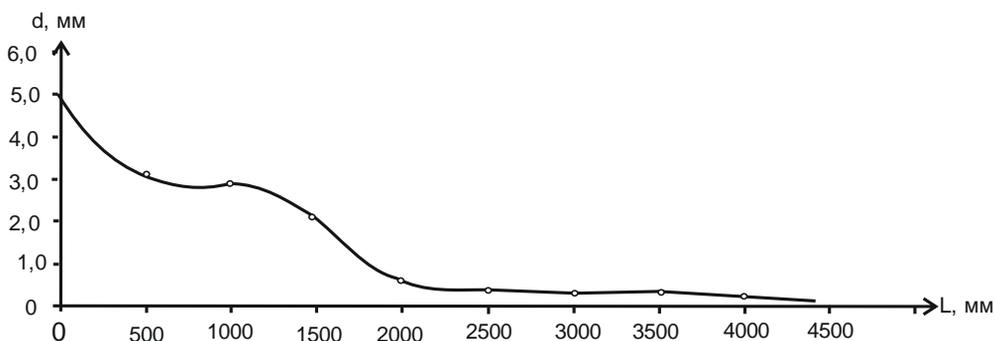


Рис. 4. График гранулометрической дифференциации обломочных частиц по длине продольного профиля. Прогиб кривой на расстоянии 0,5 м от начальной точки лотка обусловлен размывом отложений вследствие подачи воды и обломочного материала из бункера

Динамика в автотомельном режиме развития. Продольный профиль приобретает четко выраженную циклоидную форму. С этого момента начинается самоподобное перемещение вниз по течению потока всего комплекса аккумулятивной морфоскульптуры: движется, не меняясь по форме и содержанию (по установившейся гранулометрической дифференциации), аккумулятивное тело и врезанное в него русло, имеющее вогнутый продольный профиль (рис. 3).

4. Обсуждение результатов эксперимента. Феноменологический анализ. С позиций термодинамики (ТД) формирование продольного профиля связано с расходами внешней и внутренней энергии. Внешняя энергия в рассматриваемом процессе представляет все виды энергии (работы), затрачиваемой на организацию постоянно действующего потока вещества в лоток (строго - и на организацию эксперимента). Внутренняя энергия создается и затрачивается в результате процессов самоорганизации геосистемы – формирования продольного профиля склона и русла водотока. Согласно первому началу ТД, одна часть внутренней

энергии затрачивается на организацию самопроизвольно происходящих процессов гранулометрической дифференциации обломочных частиц, на формирование аккумулятивного тела и его морфоскульптурное преобразование, а другая неизбежно диссипируется; в ее характеристике для раскрытия сути процесса нет необходимости. По условию задачи, внешняя энергия задана, от времени и координат не зависит, потому она тоже не рассматривается.

Очевидно, что формирование профиля начинается с аккумуляции вещества на горизонтальной поверхности. Важно то, что этот процесс, характеризуется закономерным замедлением (насыщением [4]) роста размеров морфоскульптуры и гранулометрической дифференциации обломочных частиц по ее продольному профилю, вплоть до некоего динамически равновесного состояния (подвижного равновесия), суть которого заключается в том, что спонтанно формируются пределы по количественным и качественным параметрам геосистемы. В самом общем виде формирование пределов происходит следующим образом: с увеличением размеров геосистемы по высоте h , длине l и площади s , соответственно - уклонов i поверхности i , в целом, ее объема V , возрастает расход обломочного материала P в потоке, продуцируемом самой морфоскульптурой. Таким образом, данным экспериментом подтверждаются описанные мною ранее [3, 4] механизмы саморегуляции геоморфосистем за счет взаимодействия двух потоков вещества: F -потока, формирующего геосистему, и D -потока, демпфирующего рост ее размеров. Понятно, что морфологические характеристики тел от действия этих литопотоков не зависят.

Формирование вогнутого продольного профиля водотока обуславливается соотношением сил, вызывающих движение обломочных частиц. На тела, находящиеся на наклонной поверхности, одновременно действуют влекущие и удерживающие их силы. Влекущими являются сдвигающее усилие τ , создаваемое весом обломочных частиц, и сила лобового давления на частицу, определяемая скоростным напором движущейся воды (кинетическая энергия) - F_e . Силами, удерживающими тела от движения, являются трение F_t и сцепление F_c . Тела находятся в покое, если $F_e + \tau = F_t + F_c$. Все действующие функционально зависят от величины наклона i поверхности. Когда тела, в данном случае обломки горных пород, характеризуются одинаковой плотностью и размерами, то процессы гранулометрической дифференциации не действуют, и потому крутизна i склонов образующейся аккумулятивной формы не меняется. По условиям проводившегося эксперимента, расходы Q воды и обломков q постоянны, поэтому гранулометрическая дифференциация обломков возможна только за счет изменения i , определявшего величины лобового давления F_e на обломки и сдвигающего усилия τ . Обломки крупностью $d=10$ мм могли перемещаться при максимальной для данных условий скорости, достигавшейся при угле поверхности 25^0 ; из обломков данной крупности формировался склон первой генерации - I. Обломочные частицы размером меньше 10 мм, появившиеся на поверхности склона I, перемещались к его подошве (на горизонтальную поверхность, дно лотка) и формировали склон второй генерации - II, с уклоном

его поверхности $10-15^0$. На поверхности склона II могли отлагаться только обломки размером $d=5$ мм, а меньшего диаметра (1 мм и менее), перемещались на горизонтальную поверхность у подошвы склона II генерации, формируя там склон III, а затем, подобным же образом, наклонные поверхности IV и V генераций. Общим результатом этого процесса было формирование вогнутого продольного профиля. Можно ли считать его циклоидой? Полагаю, что можно, и вот почему. Распределение уклонов на продольном профиле поверхности циклоидного типа отображает минимумы затрат энергии при максимальной скорости движения тела в любой его точке. Кроме того, тела, движущиеся по *циклоиде-брахистохроне*, не только достигают заданной точки за кратчайшее время, но и проходят наибольший по протяженности путь, если циклоиду продлить прямой горизонтальной плоскостью. Из данного обстоятельства также следует, что тела с большей массой проходят большее расстояние, чем с меньшей.

В естественных условиях процесс существенно усложняется; только вода перемещается по циклоидальной кривой, как и шарики, если поверхность гладкая. Обломки же, имеющие угловатую форму, могут перемещаться за счет влекущей силы воды. Тем не менее, водный поток, при достаточной его глубине, катится и по шероховатой поверхности циклоиды, подчиняясь закономерностям брахистохроны. Увлекая обломки, он их распределяет по весу и крупности соответствующим образом: на участках профиля с большим уклоном, где $(F_e + \tau) \leq F_t + F_c$, оставляет крупнейшие из них, удаляя с меньшим весом и размерами. Таким образом, процесс во всех случаях направлен к $F_e + \tau = F_t + F_c$, т.е. к динамическому равновесию, морфологически отображающемуся продольным профилем циклоидальной формы.

Литература

1. Майер В.В., Майер Р.В. Экспериментальное изучение брахистохронных и таутохронных свойств циклоиды / Ред. журн. "Изв. вузов. Физика". Томск, 1990. 33 с. Деп. в ВИНТИ 28.11.90, N 6380--В90.
2. Meyer L., Kramer L.A. Erosion equation predict land slope development // J. Agrc. Eng. 1969. N. 50 (9). P. 522-523.
3. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. - М., Наука, 1988. 208 с.
4. Pozdnyakov A.V. Self-regulation of the floodplain geosystems – dynamics with saturation // J. of Wetlands Biodiversiti. 2013. № 3. P. 77-87.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Поздняков А.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск, Россия, synergeia@imces.ru

TODAY'S PROBLEMS AND CHALLENGES IN GEOMORPHOLOGY

Pozdnyakov A.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia, synergeia@imces.ru

1. Проблемы методологии научных исследований геосистем. Современные научные исследования, в широком аспекте их рассмотрения, осуществляются в соответствии с правилами двух методологий: методология изучения систем, изолируемых от воздействий среды и управляемых исследователем, и методология изучения природных самоорганизующихся систем, которые отделить от воздействий среды и истории их развития невозможно. К первой категории относится все многообразие физических, химических и биофизических систем и систем сугубо дедуктивного отображения математическими методами; ко второй - все процессы, происходящие или происходившие в самой природной среде.

Критерием разделения этих методологий является принцип *сослагательности*, исключение которого в изучении геосистем с длительными характерными временами развития невозможно или крайне затруднительно.

Исследования природных процессов с использованием первого подхода малопродуктивно; они, как правило, сводятся к феноменологическим положениям реферативного вида, переложенного на лист нарративно-контингентного рассказа о динамике того или иного процесса. Причина в том, что, во-первых, являются неопределимыми начальные условия природных процессов, во-вторых, объективно невозможно отделить динамику геосистем от пространственно-временной последовательности (истории) изменения условий среды. Система есть часть ее - *система всегда приспособлена к окружению*, более того, входя в нее, она сама становится внешним окружением.

Летопись происходивших природных процессов, скрыта совокупностью сложных и разнородных специфических кодов, свойственных каждому из процессов, участвующих в формировании и преобразовании лика Земли. До момента расшифровки эти коды - суть природные *артефакты*, в контексте палеогеоморфодинамических явлений, представляемые реликтами форм рельефа различной размерности и неясного генезиса, подчас характеризующиеся изоморфизмом. Раскрытие кодов есть не что иное, как перевод *артефактов* в *факты* [1], по существу представляющий суть научных исследований.

Использование *артефактов* в поисках научной истины, без обязательных пояснений о их генетической неопределенности, недопустимо, поскольку оно ведет к искажению или неадекватному отображению естественно организованной природной реальности; к развитию крена в сторону *контингентной* рефлексии. Задачей ученого является переводение *артефакта* в научный *факт* [1], представляющий событие, феномен, явление, предмет и пр., генезис которых строго доказан, практически подтвержден и как *фундаментальный закон неопровержим*. Применительно к геосистемам, фактами являются установленный генезис реально происходивших природных событий, запечатленных в формах рельефа и коррелятных ему отложениях, и полученные на их основе дедуктивные выводы - в качестве неопровержимых закономерностей. Редко этот поиск истины бывает коротким.

1.2. Контингентно-нарративные представления о динамике геосистем. *Контингентность* в понимании Н. Лумана [2] есть неоднозначность воспринимаемого субъектом мира. В моей интерпретации [3], применительно к научной методологии, это проблема *индуктивного* отображения исследователем изучаемого природного объекта или динамического явления, с ошибочным определением базисной посылки в последующих логических умозаключениях.

Конечные выводы о динамике геосистем, получаемые с помощью феноменологических методов, в которых соблюдение строгих функциональных отношений многообразия элементов геосистем невозможно, полностью зависят от субъективных предпочтений исследователя. Поэтому на практике с одинаковым успехом доказываются любые гипотезы, авторы которых непременно называют их *«теориями»*. В результате научная истина не вскрывается и неминуемо переходит в категорию *контингентных* заключений, так как по умолчанию отменяются ограничения, накладываемые принципом *сослагательности*.

Контингентные и нарративные характеристики природных систем различного происхождения и динамики неразделимы. Нарратив - от лат. *narrare* - язык повествования. «Важнейшим атрибутом характеристики нарратива является его самодостаточность» [4]. Если контингентные представления результатов исследования – это субъективно искажаемая их суть (по незнанию или умышленно, как, например, в [5]), то нарративная характеристика – это расширенный рассказ о сути, призванный скрыть искажения и представить авторские представления объективными. Реальное природное событие, например, связывается с контингентной авторской интерпретацией *фактов*, переводимых в категорию *артефактов*, но не с поиском истины.

Пагубность нарративно-контингентной логики в научных исследованиях начинается с утверждения авторами своего видения, как единственно верного, более того, сопровождается внушением с использованием, к сожалению, и административных ресурсов [5]. Если объективные *факты* мешают авторам достичь некой поставленной ими цели, то, подменяя теоретический дискурс нарративным дискурсом, они переводят их в категорию *артефактов*. Такого рода модели динамики геосистем я называю *контингентно-нарративными* и отношу

к этой категории логику довольно известных и часто цитируемых работ, посвященных проблеме образования и спуска ледниково-подпрудных озер на Алтае [5-12]. Это ярчайшие примеры современных псевдонаучных представлений о динамике природных процессов. Все они базируются на необоснованных фактически и теоретически индуктивных посылах, и ни одному из установленных и обязательных для исполнения положений теории познания: *строгая доказательность, обоснованность полученных результатов, достоверность выводов, независимость научных знаний от познающего субъекта, воспроизводимость знаний* - не отвечают.

2. Форма, генезис и динамика и их соотношения в геоморфологических изысканиях. Геоморфология является мультидисциплинарной геофизической наукой. Она призвана дать объяснение происхождению форм рельефа и их динамики – причин, обуславливающих направленные и необратимые изменения рельефа во времени. Эти изменения определяются пространственным перераспределением в гетерогенных потоках вещества, энергии и информации. Нет ни одной формы рельефа, которую можно было бы описать без применения физических законов. Буквально все известные виды выветривания, эрозии и денудации, дефляции, гляциальные процессы, абразии и пр. по сути – физические процессы. Несмотря на всю сложность их протекания, физическое их описание, даже при упрощении, дает больше как теоретических знаний, так и возможностей практического применения. Все попытки описания динамики рельефа без учета законов физики настолько умаляют научно-практическую значимость исследований, что, по существу, это позволяет относить такие работы к *нарративно-контингентному мусору*.

На взгляд неискушенного исследователя, о динамике рельефообразующих процессов можно судить по временной последовательности изменения морфологических показателей. К сожалению, изменения формы внешнего выражения процессов во времени, по существу, представляют собой редкие снимки, поступающие из «черного ящика». Как в стратиграфии, по последовательности залегания слоев и напластований можно судить только о смене одних процессов другими, но не о самих процессах, как системе функциональных отношений, так и в геоморфологии, и в строении ландшафтно-геоэкологических систем, раскрывая пространственную последовательность смены форм, можно установить временную последовательность событий, предполагавших их образование. Пространственная морфологическая последовательность раскрывает не сам процесс формообразования, а только его направленность. Лестницы террас различного генезиса свидетельствуют о врезании рек или снижении уровня моря, озера, но не о самом процессе террасообразования – эрозионно-, или абразионно-аккумулятивной деятельности. К тому же, основываясь на морфологическом анализе, можно прийти к совершенно нелепым ошибкам, ибо он не обеспечивает однозначности суждения о генезисе форм. При неверном определении генезиса невозможно раскрыть саму суть процесса, создавшего ту или иную форму [13, 14]. Ярким примером может служить так называемая *«гигантская рябь те-*

чения» в Горном Алтае, похожая на грядовые формы в русловых потоках. Генезис этих форм некоторыми исследователями [5-12] был определен по морфологическому сходству. Слабое представление о механизме формирования грядового рельефа, о динамике эрозионно-аккумулятивных процессов в русловых водных потоках увело авторов далеко от истины.

3. Градуализм и катастрофизм в динамике геосистем. Ж. Кювье в трактате «Рассуждение о переворотах на поверхности земного шара» (1830), опираясь на палеонтологические данные, показал, что в прошлом развитие биосферы Земли проходило через ряд глобальных катастроф. Несмотря на многочисленные факты, в современных исследованиях геосистем все еще преобладает эволюционизм, согласно которому активизация эндогенных и тектонических дифференциальных движений в земной коре происходят циклически и в силу количественных и качественных изменений в глубинных слоях и ядре Земли. В настоящее время внимание ученых к катастрофическим явлениям заметно расширяется, особенно в западном мире, возрастает оно и в России. Связано это преимущественно с проблемой угрозы столкновения с Землей астероидов. Американскими учеными Земля сравнивается с мишенью в «тире», где ведется стрельба астероидами. Согласно оценкам [15], падение астероидов размером 1 м происходит ежегодно, размером 10 м - раз в 100 лет, размером 5-10 км - раз в 20-200 млн лет. Считается, что в момент удара давление в течение долей секунд возрастает до 100-300 ГПа, а выделяемая в процессе соударения энергия достигает 10^{19} - 10^{23} Дж. Этого достаточно, чтобы ударное воздействие проникало на значительную глубину, как отмечается, до нескольких километров.

Исследования проблемы столкновения космических тел с Землей, проводившиеся в России [15-19] и за рубежом, подтверждают давно высказанное положение Ю. Шумейкера [20], что соударение космических тел является фундаментальным процессом в формировании планет земной группы. Полагается [18 - 21 и др.], что ударное воздействие приводило к образованию гигантских ударных бассейнов и вызывало мантийную конвекцию.

На мой взгляд [1, 17, 18], «всемирные потопы», о которых говорится в преданиях народов, живших в разных частях света, были связаны именно с падением астероидов в океаны. Современных фактов достаточно для системного обоснования возможности таких потопов и начала похолодания на Земле, сопровождающегося горно-долинным оледенением, - в результате падения астероида или взрыва кометы в пределах акватории Северного Ледовитого океана или над территорией Канады и Северной Америки [22 - 25]. Во всяком случае, такая модель снимает множество противоречий в современных представлениях о покровном оледенении Земли и объясняет появление морских животных в озерах на значительном удалении от северных морей (например, нерпа на Байкале, в Каспийском море; Ладожском озере и Сайменских озерах Финляндии). Есть достаточно оснований полагать, что на процессы с медленными эволюционными изменениями в истории развития Земли спорадически накладывались космические воздействия, игравшие роль триггеров и вызывавшие качественные

изменения процессов на поверхности Земли и в ее внутренних оболочках. Импактные процессы, очевидно, запускали развитие горообразования, глобальных и долгосрочных изменений рельефа и климата, существенных изменений гидрологической ситуации, перераспределения растительного покрова и преобразования животного мира. В периоды между импактными воздействиями на Земле тектоническая и вулканическая деятельность существенно сокращалась и наступал период релаксации – восстановления природных условий, соответствующих положению планеты в космическом пространстве и начальным соотношениям (площадей океан – суша и пр.). Периоды спокойного состояния Земли характеризовались формированием обширных пенепленов, существенным потеплением климата. Так случалось, например, 250 млн лет назад в триасовый период, в меловое время – 80 - 60 млн лет назад. После очередного столкновением с Землей астероида начинается новый виток направленных эволюционных изменений всей природы. Если столкновение происходило в пределах акватории (как, например, 65 млн лет назад в Юкатане), то, как полагают, астероид диаметром 10 км образовал кратер в 175 км в диаметре и вызвал гибель динозавров и 75% других видов животного мира и растений. Если же соударение происходило на суше, то изменения характеризовались преимущественно похолоданием климата, подобным смоделированному процессу "ядерной зимы", после чего получал развитие направленный процесс закономерного потепления климата и роста биоразнообразия. Не менее грандиозные изменения среды с длительно развивающимися событиями вызывали столкновения астероидов с водной поверхностью, в результате которых возможно последовательное развитие нескольких процессов: образование кумулятивной водно-паровой струи [17]; формирование поверхностных волн, вызываемых непосредственно ударом астероида, либо волн цунами, образующихся вследствие взрыва астероида на морском дне. Можно полагать, что падение астероидов 35-37 млн лет назад в штате Мэриленд (США) и в долине р. Попигай (РФ), с образованием кратеров окружностью соответственно 85 и 100 км, привело к соответствующим изменениям в эндогенных процессах, рельефе, растительном покрове и животном мире.

«Неумолимой логикой фактов и цифр мы были ведомы по геологическому следу к заключению о том, что Земля не раз была ареной великих драм, и нет места на Земле, где не было бы этих эффектов. Последние пароксизмы природы произошли в историческое время, всего лишь несколько тысяч лет назад, когда цивилизация в некоторых местах достигла железного века. Причиной этих катастроф, либо их следствием, было изменение наклона земной оси и нарушение дневного и годового циклов движения Земли. Это не могло случиться благодаря внутренним причинам, как считали в XIX веке авторы теории ледникового периода. Только внеземной объект мог стать причиной описанных катастроф», - писал И. Великовский в работе «Земля в переворотках» (1955).

Несомненно, Землю ожидают новые столкновения с астероидами. Процесс этот неотвратим, вопрос лишь во времени. И человечество должно, зная это, затрачивать гораздо больше материальных и интеллектуальных средств для предотвращения этих поистине драматических, но закономерно происходящих явлений. В изучение импактных процессов на Земле заметный вклад могут внести и геоморфологические исследования.

4. Картографическое отображение динамики рельефообразования. Карты геоморфодинамики [26-28] имеют наибольшую познавательную, теоретическую и прикладную ценность, поскольку они несут информацию о скоростях преобразования форм рельефа, объемах пространственного перераспределения продуктов выветривания горных пород различными агентами денудации, скоростях изменения геоморфологических границ и пр. Вся эта информация, системная интерпретация которой позволяет определять направленность развития процессов рельефообразования, иначе – тренд, и, следовательно, прогноз развития рельефа, представляется в современных геоморфологических картах. Таким образом, системная геоморфодинамическая концепция направляет исследования не только на изучение морфологических особенностей рельефа, но прежде всего на изучение создающих и моделирующих морфоскульптуры процессов, определение закономерностей пространственного перераспределения вещества, следствием которых, собственно, рельеф и является. Геоморфодинамика – научное направление в геоморфологии, изучающее закономерности пространственного перераспределения продуктов выветривания горных пород и вызываемые им морфологические изменения рельефа. Картографирование процессов геоморфодинамики ставит своей целью отображение на карте количественных закономерностей изменения размеров форм рельефа различного генезиса. Легенда к геоморфологической карте, по существу, представляет достигнутый уровень в теоретическом обобщении результатов исследования строения рельефа и динамики рельефообразующих процессов, выражаемый кратким языком условных обозначений. Легенда одновременно выполняет роль классификации рельефа и его типов, в соответствии с целями составления карты. Коренное отличие историко-морфогенетических карт состоит в том, что они содержат сведения о количественной величине расходов вещества в литопотоках в их диалектическом единстве с генезисом и формой их внешнего выражения – морфологией. Выделение типов рельефа основывается на морфологических различиях форм, находящихся: а) в состоянии, удаляющемся от равновесия при положительном или отрицательном балансе вещества; б) в близком к динамическому равновесию; в) в режиме динамического равновесия. В связи с этим на картах геоморфодинамики приводятся: количественная характеристика расходов вещества в литопотоках, информация о скорости и направленности изменения геоморфологических границ; обязательным требованием является определение и нанесение на карту границы равновесных расходов вещества.

Заключение. Сейчас наблюдается заметное падение практического интереса к геоморфологии и, как следствие, снижение уровня ее теоретиче-

ских исследований. Однако хотелось бы особо подчеркнуть, что геоморфология относится к числу междисциплинарных наук, а следовательно – к числу интереснейших и увлекательнейших научных направлений. В то же время по причине ее мультидисциплинарности, она теряет свое лицо даже в тех случаях, когда ее заслуги в решении практических задач очевидны. Смежные науки растворяют геоморфологические заслуги в себе. А наука, оказавшаяся по тем или иным причинам недостаточно востребованной, обойденной вниманием практики, затухает, останавливается в развитии; в ее результатах упрощается система доказательств, теряется связь с другими науками, без чего создать ценные научно-теоретические геоморфологические произведения крайне затруднительно.

Следует отметить, что мы, географы России, сами принижаем заслуги отечественной геологии и географии, а геоморфологии в еще большей мере. Почему-то априори считается, что самые высокие теоретические и практические достижения в данных областях знаний получаются зарубежными учеными, в основном англоязычных стран. На самом деле уровень отечественных геологических и геоморфологических исследований, как правило, превышает таковой в зарубежных странах и по обобщению, интерпретации, выдвижению новых плодотворных идей, по применению их в практическом использовании. Высокий научно-теоретический уровень исследований по поиску и разработке месторождений нефти и газа, железных и полиметаллических руд, благородных металлов и драгоценных камней; по прогнозу изменения природной среды в районах строительства крупнейших в мире гидроузлов, многих других сооружений достигнут не без геоморфологической науки, которой можно придать статус системно-морфологического основания наук о Земле, на чем и настаивает в своих работах А.Н. Ласточкин.

На спаде практического интереса к геоморфологии, она пока еще сохраняет свою самостоятельность, благодаря бескорыстному служению ей людей по генетически заложенному в них любопытству, тяги к поиску и познанию истины, а также благодаря сложившимся университетским геоморфолого-географическим школам в различных странах мира, включая Россию.

Литература

1. Поздняков А.В. Возможные причины резкого изменения климата и деградации мамонтового фаунистического комплекса в неоплейстоцене // Природные условия, история и культура Западной Монголии и сопредельных регионов: Материалы XII межд. науч. конф. (Ховд, Монголия, 18-21 сент. 2015 г.). Т. I: Естественные науки. Ховд; Томск : Издат. Дом Томского гос. ун-та, 2015. С. 121-126.

2. Назарчук А.В. Учение Никласа Лумана о коммуникации. - М., Изд-во «Весь мир», 2012. 247 с.

3. Поздняков А.В. Глобализация, устойчивое развитие, монополярный мир // Казахстанско-Российское взаимодействие в XXI в. и вызовы глобализации: Междунар. науч.-практич. конф. (Астана, 23–24 января 2004 г.). – Астана: Казах.-Российск. ун-т, 2004. С 76–89

4. Карабаева А.Г. Нарратив в науке и образовании // *Инновации и образование. Серия "Symposium"*, Выпуск 29. / Сборник материалов конф. Санкт-Петербург: Санкт-Петербургское философское общество, 2003. С.89-96.
5. Инишев Н.Г., Рудой А.Н., Земцов В.А., Вершинин Д.А. Первая компьютерная модель течений в межгорной котловине при сбросе ледниково-подпрудного озера (на примере Курайской котловины, Горный Алтай) // *Доклады Академии наук. Том 461. 2015. № 2. С. 220-222.*
6. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 252 с.
7. Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). – Томск: Изд-во Томск. пед. ун-та, 2005. 224 с.
8. Baker V.R., Benito G., Rudoy A.N. Paleohydrology of Late Pleistocene Superflooding, Altai Mountains, Siberia // *Science. 1993. V. 259. P. 348–350.*
9. Carling P.A. Morphology, sedimentology and paleohydraulic Significance of large gravel dunes: Altai Mountains, Siberia // *International Association of Sedimentologists. Sedimentology. 1996. V. 43. P. 647–664.*
10. Carling P.A. A preliminary paleohydraulic model applied to late Quaternary gravel dunes: Altai Mountains, Siberia // *Global Continental Changes: the Context of Paleohydrology, Geological Society Special Publication. 1996. V.115. P. 165–179.*
11. Herget J. Reconstruction of Pleistocene Ice-Dammed Lake Outburst Floods in the Altai Mountains, Siberia // *The geological society of America. Special Paper 386. Boulder, Colorado 80301-9140 USA. 2005. 118 p.*
12. Зольников И.Д., Деев Е.В. Гляциальные суперпаводки на территории Горного Алтая в четвертичном периоде: условия формирования и геологические признаки // *Криосфера Земли. 2013. Т. XVII, № 4. С. 74–82*
13. Поздняков А.В. Геоморфодинамика в содержании и формах проявления // *Геоморфология. 2005. № 1. С. 24-30.*
14. Pozdnyakov A.V., Borodavko P.S. Algorithm of natural cataclysm in SE Altai at the Pleistocene / Holocene boundary and its effects on geosystems dynamics // *Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution. International conference held in Barnaul, Russia, July 2-4, 2015. Extended abstracts. - Barnaul : Publishing House of Altai State University, 2015. P. 55-60.*
15. Филькенштейн А.М. Астероиды угрожают Земле // *Наука и жизнь. 2007, №10.*
16. Масайтис В.Л., Данилин А.Н. и др. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
17. Фельдман И.И. Астроблемы – звездные раны Земли // *Соросовский образовательный журнал. 1999. № 9. С. 67-74.*
18. Барсуков В.Л. Ранняя история планеты Земля // *Природа, М., Наука, 1981. С. 30-39.*
19. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. - М., 2003.
- Shoemaker E.M. Why study impact craters? // *Impact and explosion cratering. Pergamon Press, 1977. P. 1 -11.*
20. Goodwin A.M. Giant impacting and the development of continental crust // *The early history of the Earth, J. Wiley and Sons. 1975. P. 77-98.*
21. Поздняков А.В. Падение астероида в акватории Северного Ледовитого океана в неоплейстоцене как возможная причина изменения природных условий на Земле // *Тамозженный союз: наука и образование без границ: Сб. матер. Междунар. науч.-практ. симп. Петропавловск (Казахстан): Сев.-Казах. гос. ун-т, 2012.*

22. Pozdnyakov A.V. Impact-formed Lithogenic Cumulative Jets in the Earth's Crust // Studying, Modeling and Sense Making of Planet Earth: International Conference. (1 – 6 June, 2008. University of the Aegean). - Mytilene, Greece. 2008. Электронный ресурс. Режим доступа: <http://www.aegean.gr/geography/earth-conference2008/papers/papers/A03ID073.pdf>

23. Yingzhe Wu, Mukul Sharma, Malcolm A. Le Compte, et al. Origin and provenance of spherules and magnetic grains at the Younger Dryas boundary // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. - Institution: NEICON Consortia Trial, 2013. P. 3557-3566.

24. Firestone R. B., West A., Kennett J. P. et al. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling // Proc. Natl. Acad. Sci. USA. - Institution: NEICON Consortia Trial, 2007. 104(41). P. 16016–16021

25. Pozdnyakov A.V. On methods of geomorpho-dynamics mapping // XIII International Congress. (August, 2-9, 1991). China; Благовещенск, 1991. С. 288-290.

26. Поздняков А.В. Процессы геоморфодинамики – методы картографического отображения // XXXIII Пленум Геоморф. комиссии РАН «Геоморфология и картография» (Саратов, 17-20 сентября 2013 г.). Саратов: Изд-во Сарат. гос. ун-та, 2013.

27. Поздняков А.В. Принципы картографирования рельефа и процессов геоморфодинамики // Вестн. Том. гос. ун-та. - 2014. № 378. С. 24-28.

УЧЕНИЕ О ГЕОТЕХНОМОРФОГЕНЕЗЕ: ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Розанов Л.Л.

Московский государственный областной университет, Москва, Россия,
rozanovleonid@mail.ru

THE DOCTRINE OF GEOTECHNOMORPHOGENESIS: THEORETICAL AND METHODOLOGICAL ASPECTS

Rozanov L.L.

Moscow State Regional University, Moscow, Russia, rozanovleonid@mail.ru

Под учением о геотехноморфогенезе понимается совокупность теоретических положений о технолитоморфном проявлении взаимодействия общества и природы. В основе его лежат концептуальные понятия «геотехноморфогенез» и «геотехноморфогенное пространство», введенные в науку автором в 1985 г. [1]. *Геотехноморфогенез* представляет собой единый процесс трансформации, модификации природных форм рельефа, возникновения техногенных его форм, создания рельефоидов (инженерных сооружений) и рельефидов (механических устройств, самоходных установок) и, соответственно, преобразования исходного минерального вещества и образования нового, искусственного (технолитоморфного) материала, слагающего или покрывающего морфообъекты географиче-

ской действительности. Термины “рельефоид” и “рельефид” образованы от фр. relief – рельеф и греч. eidos – вид, образ, подобие.

Методологическую основу познания геотехноморфогенеза составляют следующие принципы: его материальность, взаимодействие естественного и искусственного как объективная действительность, интегративность, историзм, пространственно-динамическое восприятие. Интегративность геотехноморфогенеза понимается как целостность, слитность его естественной и искусственной составляющих, появление геотехноморфологически специфичного, нового, не присущего естественному и искусственному литоморфологическим процессам, если рассматривать их по отдельности. Этим переходным качеством обладают техноплагенные (от латинского plaga – «толчок») процессы рельефообразования, техноплагенновозникающие формы рельефа, специфичные вещественные образования – технолиты [2]. Представление об интегративности геотехноморфогенеза выступает в качестве мировоззренческого основания, на котором строятся теоретические объяснения и методология его исследования.

Взаимодействие естественного (природного) и искусственного (техногенного) факторов геотехноморфогенеза происходит на земной поверхности и в приповерхностной части литосферы до глубин нескольких километров. Природные, техногеннообусловленные формы рельефа, рельефоиды, рельефиды и приповерхностная часть литосферы представляют совокупную материальную целостность. Такое специфическое вещественно-морфологическое образование рассматривается как *геотехноморфогенное пространство*, представляющее собой материальное тело, состоящее из взаимодействующей совокупности природных и техногенных компонентов, на которые воздействуют экзо-, эндо- и техногенные факторы. Нижняя граница геотехноморфогенного пространства определяется пределами влияния техногенной деятельности, которая распространяется на приповерхностную часть литосферы от первых метров до нескольких километров. Как известно, максимальная глубина карьеров уже достигла 1 км, шахт – 4 км, скважин – 12 км. Верхняя граница геотехноморфогенного пространства представляет собой не поверхность земной коры и не кровлю литосферы. Видимое ограничение геотехноморфогенного пространства – *интегральную геоповерхность* образуют формы естественного, техногенно-природного, техногенного рельефа, грани рельефоподобных (стационарных и подвижно-неподвижных) техноморфообъектов. Рельефоиды урбанизированных территорий (жилые, промышленные и другие сооружения) формируют резко расчлененную по высоте интегральную геотехноморфогенную поверхность (интегральную геоповерхность) не тождественную земной поверхности – природному образованию. Специфичность интегральной геотехноморфогенной поверхности определяются тем, что движущими силами процесса ее изменений и преобразований выступают как техногенные, так и природные факторы, что сопровождается изменением сложной системы потоков вещества и энергии, направленности и интенсивности рельефообразующих процессов [2].

Временные отношения в геотехноморфогенном пространстве неразрывно связаны с длительностью существования техногеннообусловленных вещественно-морфологических образований и их качественными превращениями. Важнейшее свойство геотехноморфогенного пространства – изменчивость, проявляющаяся в его неоднородности на разных уровнях организации (континентальном, региональном, локальном). Геотехноморфогенное пространство используется в транспортных, промышленных, коммунально-бытовых, военных и иных целях (тоннели, производственные объекты, нефте- и газопроводы, коллекторы, шахты, бункеры и др.). Геотехноморфогенное пространство – это реальность современной эпохи колоссальных созидательных и разрушительных возможностей человечества. Возрастание степени участия интенсивно изменяемой интегральной геотехноморфогенной поверхности в удовлетворении разнообразных экономических и социальных потребностей общества ведет к дефициту территориально-пространственного ресурса, который не обладает свойством взаимозамещаемости.

Геотехноморфогенез охватил большую часть суши, активно проявляется на морском дне (добыча нефти, захоронение радиоактивных отходов, прокладка трубопроводов и др.). Техногенная составляющая геотехноморфогенеза уже превзошла по темпам изменения отметок земной поверхности и количеству перемещаемого материала природные рельефообразующие процессы. Например, при добыче полезных ископаемых ежегодное мировое накопление сопутствующих горных пород составляет 600 млрд. т, что в 20 раз превышает глобальную массу перемещаемого с поверхности суши в море твердого материала (~30 млрд. т/год). Амплитуда экстремальных отметок техногенных морфообъектов (карьеров и небоскребов) уже достигает 1,8 км. Мировой прирост массы городских зданий и инженерных сооружений составляет 2,5 млрд. т/год. Вследствие образования больших котлованов, карьеров, взрывообразного роста городов возникает *геотехноморфогенная изостазия*, т.е. изменение равновесного состояния земной коры в результате техногенного изъятия или привнесения значительных масс вещества [2].

Учение о геотехноморфогенезе основывается на категориях «естественное» и «искусственное». Естественная и искусственная составляющие геотехноморфогенеза в процессе взаимодействия порождают промежуточные процессы и формы. Знания о техноплагенных рельефообразующих процессах способствуют объективному анализу естественных трендов развития ряда современных геоморфологических процессов: линейной и плоскостной эрозии, дефляции, абразии, оврагообразования, аккумуляции и иных в конкретных обстановках. Например, в недалеком прошлом не остались незамеченными миграции болот, расширение заболачивания и подтопления населенных пунктов в Западной Сибири. Отдельные исследователи, используя аэрофотоснимки, стали определять направление и интенсивность течения болотных вод и по этому признаку выделять территории с большим уклоном подстилающей поверхности, т.е. районы, соответствующие краевым зонам поднятий. Однако миграция

болот, а также перекося днища озерных котловин, подтопление одного берега озера и обмеление у противоположного являются следствием нетектонических движений. В частности, опускания земной поверхности в районах нефтяных месторождений вызваны процессами техноплагенного рельефообразования, а именно дегидратацией и уплотнением глинистых пород на глубине 800-1500 м в результате отъема воды для за- и внутриконтурного заводнения.

Геотехноморфогенез – целостный, обладающий своей собственной спецификой и внутренним самодвижением техногенно-природный процесс, отличный от природного геоморфогенеза. Сопоставление геоморфогенеза и геотехноморфогенеза по единым мировоззренческим, структурно-динамическим, вещественно-морфологическим, функционально-пространственным критериям показало, что техногенная рельефообразующая деятельность человека нетождественна экзогенным и эндогенным рельефообразующим процессам [3]. Выражением геоморфогенеза являются формы рельефа как результат природных процессов денудации и аккумуляции. В свете этого утверждение Д.А. Тимофеева «рельефоиды Л.Л. Розанова – это специфические формы аккумулятивного рельефа» [4, с. 432] теоретически не согласуется с понятиями «аккумуляция», «аккумуляция антропогенная», «рельеф», «рельеф аккумулятивный» [5]. В понятии «рельефоид» инженерные сооружения рассматриваются в качестве искусственных морфообъектов интегральной геотехноморфогенной поверхности, не тождественных формам рельефа, что методологически принципиально. Фактически не земная поверхность, а интегральная геоповерхность как целое является тем морфообразованием, с которым, помимо человечества, контактирует биота, а также вещество атмо- и гидросферы.

Интегральная геотехноморфогенная поверхность есть порождение взаимодействия общества и природы, результат прошедшего и действительность настоящего и предстоящего природопользования. Роль рельефоидов – разного рода сооружений в структуре интегральной геоповерхности предложено оценивать по индексам рельефоидности застроенной территории. *Рельефоидность* означает качественную и количественную преобразованность, трансформированность интегральной геоповерхности в результате жилищно-гражданского и промышленного строительства. В силу особенностей геометрии и строения рельефоиды изменяют отражательную способность и шероховатость подстилающей поверхности, возмущают естественные процессы. Принципиальны не только различия свойств и, соответственно, взаимодействий с атмо- и гидросферой естественных и искусственных поверхностей, но и расширение за счет последних исходной подстилающей поверхности. Например, благодаря вертикальным граням искусственных морфообъектов (рельефоидов) площадь реальной геотехноморфогенной подстилающей поверхности превышает территорию Москвы в пределах кольцевой автомобильной дороги (879 км²) не менее чем на 350 км². Также существенно, что в отличие от непроницаемых природных форм рельефа земной поверхности застекленные проемы рельефоидов проницаемы

для солнечных лучей, поэтому они обладают способностью преобразовывать солнечную энергию в тепловую [2].

При проведении комплексных исследований интегральной геотехноморфогенной поверхности, имеющей континуально-дискретный характер, рационально выделять и анализировать «геотехноморфосистемы» на разных иерархических уровнях [6]. Под *геотехноморфосистемой* понимается системно взаимосвязанная совокупность естественных и искусственных морфообъектов, динамически связанных между собой потоками вещества и энергии. В основе функционирования геотехноморфосистемы, наряду с солнечной энергией и энергией тектонических процессов, лежит и энергия техногенных процессов. Выявление современных реальных геотехноморфогенных процессов, их необратимости, направленности, непрерывности, рельефоидно-рельефидных проявлений служит основанием прогноза геотехноморфологических проблемных ситуаций. Учет *техноморфоплагенности* – рельефообразующих процессов, развивающихся за счет природных сил, но возникших вследствие технологического толчка или от завершенного мероприятия-действия, позволяет объективно подходить к интерпретации ряда развивающихся геоморфологических процессов на локальном, региональном уровнях [7]. Рассмотрение различных производственных проектов и инвестиционных программ целесообразно проводить с учетом последствий техноплагенных процессов и рисков, геотехноморфогенных загрязнений окружающей человека *геотехноморфологической среды* [2].

Сформулированные исходные теоретические положения составляют логическую структуру понятийно-терминологического аппарата учения о геотехноморфогенезе как основы изучения в условиях техногенной цивилизации актуальной проблемы технолитоморфной дестабилизации окружающей среды в рамках научной и учебной дисциплины «Прикладная геотехноморфология» [8].

Литература

1. Розанов Л.Л. Интегральная геотехноморфология (теоретико-методологический аспект) // Изв. ВГО. 1985. Том 117. Вып. 4. С. 311-320.
2. Розанов Л.Л. Технолитоморфная трансформация окружающей среды. М.: Изд-во НЦ ЭНАС, 2001. 182 с.
3. Розанов Л.Л. Геоморфогенез и геотехноморфогенез: опыт сопоставления // Изв. РАН. Сер. географ. 1995. № 6. С. 114-122.
4. Тимофеев Д.А. Размышления о фундаментальных проблемах геоморфологии. Избранные труды. М.: Медиа-ПРЕСС, 2011. 528 с.
5. Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. М.: Наука, 1977. 200 с.
6. Розанов Л.Л. Геотехноморфогенез и организованность геотехноморфосистем // Геоморфология. 2008. № 2. С. 90-96.
7. Розанов Л.Л. Техноморфоплагенность: методологический аспект // Антропогенная геоморфология: наука и практика: Материалы XXXII Пленума Геоморфологической Комиссии РАН (г. Белгород, 25-29 сентября 2012 г.). М.; Белгород: ИД «Белгород», 2012. С.324-328.

8. Розанов Л.Л. Объектно-предметная сущность прикладной геотехноморфологии // Вестник МГОУ. Серия «Естественные науки». 2014. № 3. С.64-74.

КЛИМАТИЧЕСКИЙ РИТМ КАК МЕРА ФОРМИРОВАНИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ АЛЛЮВИАЛЬНОЙ СВИТЫ

Постоленко Г.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Москва, Россия, gpostol@yandex.ru

CLIMATE RHYTHM AS FORMATION MEASURE OF ALLUVIAL SUITE LITOLOGICAL CONSTRUCTION

Postolenko G.A.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia,
gpostol@yandex.ru

Аллювиальные отложения представляют собой один из важнейших компонентов континентальных осадочных формаций. Его изучение насчитывает более полутора сотен лет, с появления первых геологических знаний («флювиальная формация» К. Прево, 1839). В отечественной литературе аллювий уже в 1888 г. рассматривался А.П. Павловым как один из основных типов континентальных четвертичных отложений.

Изучению аллювия посвящены многочисленные монографические исследования, различные аспекты его изучения изложены в громадном количестве научных статей. Уже в исследованиях конца XIX века различали русловой и пойменный аллювий. А в фундаментальном труде Е.В. Шанцера (1951) были охарактеризованы основные группы фаций равнинного аллювия: русловая, пойменная, старичная, позднее дополненные целым рядом подфаций. Схема нормального строения аллювия Е.В. Шанцера прочно вошла в обиход геологических знаний, и последующие работы развивали и уточняли её детали, считая основным фактором процесса формирования аллювия, как и речных долин в целом, тектоническое воздействие. При этом всегда признавалось (Докучаев, 1878; Пенк, 1894; Соболев, 1935; Васильев, 1966, Равский, 1972; Зубаков, 1984 и мн. др.) влияние климатического фактора, изучались особенности строения различных географических вариантов современного аллювия (Е.В. Шанцер, 1966; Лаврушин, 1966; Судакова, 1966; и др.). Но сущностная сторона взаимосвязи деятельности водных потоков и климата оставалась неизвестной. Выявленные взаимосвязи климата и русловой деятельности [1-4] позволили учитывать их при интерпретации структуры и литологического строения аллювиальных свит.

Климатический ритм традиционно измеряется двумя эпохами - теплой и холодной. Но для флювиальной деятельности наиболее важны показатели увлажненности территории - атмосферных осадков, величин и режимов стока. Более детальное расчленение климатического ритма на 4 стадии [5], в сущности, разделило климатический ритма на 2 другие эпохи - эпохи по показателю влагообеспеченности – влажную и сухую. Влажная эпоха характеризует основную часть межледниковой эпохи, включая и границу (переходный интервал) между теплой и холодной эпохами, и состоит из термоигротической и криоигротической фаз. Сухая эпоха характеризует переходный интервал от одного климатического ритма к следующему, состоит из криоксеротической и термоксеротической фаз.

Кроме того, природные изменения в пределах климатохронов происходят и при климатических режимах подчиненных рангов, обладающих собственными совокупностями климато-ландшафтных характеристик (стадии, фазы), которые также проявляются в русловой деятельности [2]. Именно использование разного рода природных изменений в климатохронах позволяет анализировать в хронологической развертке их влияние на эрозионный процесс.

Связи русловой деятельности и климата, наиболее важные при оценках строения аллювия, заключаются в следующем:

- ритмичность флювиальной деятельности потоков – эрозионные циклы отвечают климатическим ритмам (с некоторым хронологическим смещением их границ);

- климато-ландшафтные изменения в толще аллювия прослеживаются по вертикали от подошвы к кровле, что и позволяет проследить хронологические изменения структуры аллювия;

- морфоседиментационная деятельность водотоков подразделяется на 2 фазы – врезание водотоков и углубление долин, обеспечивающееся полным выносом транспортируемых наносов; и седиментация аллювия, образование аллювиальной свиты с её сложными литологическими и текстурными характеристиками;

- отсутствие в аллювиальной свите отложений наиболее сухого интервала ритма, подкрепленное и морфологическими показателями, и пространственным сочетанием разновозрастных свит [1,2] с высокой степенью достоверности свидетельствует о тяготении интенсивности эрозионной деятельности к аридным природным условиям;

- переход русловой деятельности на гипсометрически более высокий уровень днища по мере накопления аллювия.

Кардинальные изменения природного процесса в течение климатического ритма, ярко проявленные в ландшафтных флуктуациях (межледниковье – оледенение), безусловно, характеризуются изменением типов выветривания – от физического, через химическое и биологическое к криовыветриванию, что весьма существенно для формирования рыхлых отложений разного генезиса, в том числе и для аллювия, поскольку в соответствии с этим меняется и размерность разрушающихся горных пород, их гранулометрия (Черняховский, 1966;

Конищев, 1975, 1981; Рогов, 1987, 2009), а, следовательно, и состав речных наносов, и строение аллювиальной свиты.

Аллювий всей свиты, целиком укладываясь в рамки климатического ритма [1] закономерно распределяется в его пределах - начинается седиментация в первую, термксеротическую стадию ритма и заканчивается в четвертую, криоксеротическую. Наиболее полно аллювием представлены термо- и криогигротические стадии, т.е. наиболее влажная в ритме эпоха.

Однако есть период, пограничный между ритмами, в который не происходит седиментация аллювия в долинах. Об этом свидетельствует не только отсутствие отложений наиболее сухого периода, но и то, что последующая свита располагается гипсометрически ниже кровли предшествующей, и занимает или вложенное положение или вложено-прислоненное; а также и то, что в подводных долинах, например, прибрежной и внешней зон шельфа Приморья [4] отлагались значительные мощности грубообломочных морских отложений в этот хронологический интервал. В это время речные потоки врезаются в свое ложе, углубляя долину, формируя новый тальвег. Тем самым эрозионный цикл, подобно климатическому ритму, делится на 2 подцикла: этап врезания и полного выноса материала и этап седиментации аллювия.

Важно, что литологический состав, строение и форма залегания аллювия закономерно изменяются от подошвы к кровле в соответствии с последовательными изменениями климата и ландшафта в климатохроне. Наиболее грубый материал лежит в основании свиты, что согласуется с климато-ландшафтными условиями – термксеротическая стадия климата, когда уже увеличивается тепло, но еще очень сухо, и господствует физическое выветривание. Наименее крупный, хорошо сортированный материал приходится примерно на среднюю часть свиты – он накапливается в период климатического оптимума, максимума тепла и влаги, в условиях господства лесной растительности и максимального участия биологического и химического выветривания. Именно с оптимумом связана наиболее полная в свите палеонтологическая летопись природного процесса. Надвигающееся похолодание, при еще высокой влажности, активно формирует гранулометрически тонкий аллювий, который располагается и в формируемой в это время наиболее расширенной части днища. Это криогигротическая и начало криоксеротической стадии климата, с угнетенной лесной, а затем безлесной растительностью и господством физического и криогенного выветривания, обеспечивающих наносы высоким содержанием алеврита. Аллювий в верхах свиты формируется в основном в криоксеротическую стадию климата, и многими исследователями называется перигляциальным. Это время холодного сухого климата, господства безлесной растительности и физического и криовыветривания. В аллювии опять изменяется соотношение гранулометрических фракций - увеличивается содержание более грубых.

Указанные связи гранулометрии аллювия с изменениями климатических показателей - это наиболее общие корреляции аллювиальных свит и климатических изменений. Но по ходу климатического ритма меняются не только клима-

тические и ландшафтные показатели, но и обусловленный ими гидрологический режим (Евстигнеев, 2001; Михайлов и др., 2007), а также строение долины и форма вреза и ложа аллювия [6]. Например, гидрологический режим резко неравномерный, полуселевой или селевой, формируемый чрезвычайно редкими ливневыми осадками [7], осуществляет абсолютный вынос материала и врезание водотока, углубление долины в хронологический интервал наиболее сухого климата, перехода от холодной эпохи к теплой (районами-аналогами служат временные водотоки современных полупустынь или пустынь). А во время аккумуляции наиболее тонкой фракции свиты, в климатический оптимум, в условиях лесной растительности, относительно равномерного выпадения атмосферных осадков и растянутых половодий (аналог - умеренная гумидная зона) господствовали пойменно-половодные гидрологические режимы с невысокими скоростями течения, еще и различающиеся по поперечному сечению уже широкого днища. В данных примерах видно, что на характер седиментации влияют и особенности строения ложа долин – в первом случае водоток образует узкую ложбину, в которой по мере изменения режима стока и количества и качества наносов начинает отлагаться грубый материал. А во втором случае половодье расплывается по поверхности широкого днища, осаждая и тонкий материал, свидетельствуя, что типы гидрологических режимов хорошо увязываются с климатическими стадиями.

При анализе текстурных особенностей строения аллювия нужно еще иметь в виду сложное сочетание двух видов русловой деятельности. Основной тренд седиментации аллювия в эрозионном цикле - уже ранее указанное последовательное его накопление снизу вверх. Основной тренд изменяется кратковременными климатическими нарушениями (стадии и фазы) [2], которые создают локальные врезы, усложняя тем самым пространственные сочетания разных фаций. Кроме того, значительную роль играет и боковая эрозия, и процессы развития морфологии долины, сопровождающиеся изменением поступления наносов в водный поток. Именно сочетание двух типов смещения русла (на определенном хронологическом интервале) – по вертикали и латерали, еще и с кратковременными изменениями основного тренда служит причиной сложного сочетания по вертикали различных фаций аллювия, когда, например, более грубый аллювий русловой фации последующих половодий может налегать на более тонкий, сформировавшийся ранее в пойменных условиях. Очевидно, что такие особенности деятельности речного потока становятся причиной сложного сочетания фаций как по продольному, так и по поперечному профилю толщи.

В заключение следует отметить, что привычные терминологические понятия русловой и пойменной фаций, относительно привязанные в нормальной схеме строения аллювия (по Е.В. Шанцеру) к местоположению их формирования, имеют более сложный генезис и пространственное размещение в длительной хронологии аллювиальных свит. Изменения гранулометрии аллювия снизу вверх по разрезу свиты обязаны не только и не столько изменению местоположения формирования его на днище долины, сколько изменениям ландшафтно-

климатических условий и гидрологических режимов речных потоков в климатохроне, влекущих за собой изменения процессов выветривания, и, как следствие, гранулометрии и количества наносов в потоке.

Литература

1. Постоленко Г.А. Палеогеографические и геоморфологические критерии стратиграфического расчленения четвертичного аллювия // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1990, № 59. С. 39-47.
2. Постоленко Г.А. Две категории морфоседиментационной деятельности русловых потоков. Взаимодействие и результаты // Известия РАН, серия География. 2007, № 3. с. 41-48.
3. Кузьмина Н.Н., Постоленко Г.А. Хронологическая корреляция процессов седиментогенеза в долинах континента и шельфа // Доклады Академии Наук, 1995, том 345, №5. С.657-659.
4. Макарова Н.В., Макаров В.И., Постоленко Г.А., Акинин Б.Е. Представительность аллювия для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011, т. 19, № 4. с. 89-112.
5. Гричук В.П., Гричук М.П. О приледниковой растительности на территории СССР // Перигляциальные явления на территории СССР. М.: Изд-во МГУ. 1951. с. 66-100.
6. Макарова Н.В., Суханова Т.В., Акинин Б.Е. Хронология и положение аллювия в цикловом врезе речных долин // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Вып.3. Материалы всероссийской конференции «Марковские чтения». МГУ. 2011. с. 204-213.
7. Евстигнеев В.Н. Водный режим рек России и сопредельных территорий. М., 2001.

ЗЕМНЫЕ НЕДРА КАК ГЛАВНЫЙ СОВРЕМЕННЫЙ ОБЪЕКТ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Симонов Ю.Г.¹, Симонова Т.Ю.¹, Шмыков В.И.²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, jgsim@yandex.ru, tyusimon@gmail.com

²Воронежский государственный педагогический университет, Воронеж, Россия, shmykov1949@mail.ru

EARTH CRUST INTERIOR AS MAIN MODERN SUBJECT OF GEOMORPHOLOGICAL STUDIES

Simonov Yu.G.¹, Simonova T.Yu.¹, Shmykov V.I.²

¹Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, jgsim@yandex.ru, tyusimon@gmail.com

²Voronezh State Pedagogical University, Voronezh, Russia, shmykov1949@mail.ru

В настоящее время в России хозяйство медленно перестраивается на рыночную экономику, равняясь на окружающий мир; очевидно, что должны начать перестраиваться и культура, и наука. Природа наделила нас сказочными богатствами, и в ближайшие годы нам следовало бы оставаться в группе «богатых стран» и не терять темпов развития. Рыночная экономика ставит перед страной большие задачи, для решения их нам надо многое успевать. На предыдущем этапе своей жизни, развивая экономику, Россия стремилась строить дороги и города, восстанавливать хозяйство после революций и войн, восстанавливать и привычный ритм жизни. Из сельскохозяйственной страны мы выросли в ведущую державу. Затем – Вторая мировая война, поражения и победы, а в хозяйстве – разруха, а затем подъем разрушенного хозяйства.

Наша природа и щедра, и опасна. Прошло время и оказалось, что рационально хозяйствовать мы не научились. Богатства, открытые на нашей земле, таяли на глазах, а люди снова отправлялись на поиски новой жизни. Природные богатства съедала рыночная экономика. Месторождения, открытые во второй половине XX века, практически истощены. Пришлось нам заново осматривать, оценивать и перечитывать сохранившиеся запасы сырья. В цене был наш лес, наша нефть и газ. Мы не успевали организовывать новые товарные отношения, и из-за рубежа стали поступать крупные инвестиции. А запасы недр стали интенсивно истощаться. Руководство страны стало перестраивать торговые отношения. Однако разумно решить эти задачи пока не удалось: мешали рыночные отношения, население росло, росла и миграция населения внутри страны. Населенность отдельных районов и население своими миграционными потоками изменяли структуру расселения.

Для решения этих проблем люди начали присматриваться к Вселенной, возникали идеи, а не переселиться ли на другие планеты, в космос. Проблемы рос-

ли, идеи их решения приходили волнами. Тем временем потоки переселенцев росли. Так на Земле было не единожды со времен рождения человечества. Наше время – повторение истории.

Тогда мы начали обращать внимание на пустующие «земные недра». В каждой стране они есть. Теперь следует обратить внимание на них и на их ближайшее окружение, и, главное, побывать там, где полезные ископаемые отработались ранее, а теперь оказались заброшенными по тем или иным причинам. В таких местах можно попробовать уходить вглубь или на тех же горизонтах уходить в породы, где могут содержаться полезные ископаемые, – прокладывать пути в сторону склонов и водоразделов. Чтобы такой путь был успешен, необходимо знать геологическое строение, нужны и знания о вертикальном строении недр.

Вспомним, что специалисты разделили поверхность Земли на части, что науке известны типы вертикального строения недр. Геологи проходили скважины, зондировали землю геофизическими приборами, отыскивая полезные ископаемые. Геологическими работами прошупана вся земля, составлены геологические карты. Геоморфологи составили свои карты, определили главные геоморфологические структуры. Давно уже разделены горы и равнины, выявлены геолого-геоморфологические структуры, определен возраст. Вместе с топографами и картографами геоморфологи нарисовали рельеф земной поверхности, и теперь на любой территории каждая точка привязана к высотной шкале земной поверхности. Есть и картографическая информация о глубине залегания горных пород. Нам, геоморфологам, остается только корректно наложить друг на друга и строить свои модели. Эту работу уже давно проделали геоморфологи с топографами, картографами. Везде можно определить толщину горных пород осадочного слоя. Теперь научились строить карты глубин очагов землетрясений. Шкала силы землетрясений предложена нам сейсмографами. Определены зависимости силы землетрясений. Все это умеют делать наши геологи. На их запросы бурно реагируют представители практики. Но практики не знают работ, где карты созданы на моделях, построенных на основании геоморфологических работ построенных на принципах морфотектоники и морфолитологических моделях. Знания, которые уже добыли в этой области геоморфологии, не запрашиваются. Геологические службы не запрашивают детальных геоморфологических заключений. В средней школе геоморфологических дисциплин не преподают. Геологи исследуют территории детально. А геоморфологи могут исследовать ее методом постепенных приближений. Интерес к геоморфологическим работам сокращается. И к нам практики не обращаются. Заказы на специальные исследования к нам не поступают или заметно сокращаются. У нас нет денег на проведение исследований. Мы мало пишем о своих достижениях потому что, знания не востребованы. Геоморфология накапливает свои знания, а внедрять их некуда.

Современная геоморфология выросла на классических традициях, и длительное время была тесно связана с геологией. В этих контактах она добилась

больших успехов, а затем приняла в арсенал своих идей концепции математики и, в меньшей мере, физики. Еще меньше в ней химии. Меняется время, и мы сближаемся с запросами практики. Отметим, что практика использования геоморфологических знаний и идей тесно связана с человечеством и социологией. Теперь использование знаний о рельефообразовании проходит новые испытания.

За целое столетие мы решили практически почти все основные задачи, считая, что геоморфология – это наука о рельефе земной поверхности. Но ведь наша планета имеет не одну поверхность, по которой мы ходим, на которой живем. Мы имеем слои земные и у них есть свои поверхности. Они делятся на внешние и внутренние, которые ограничивают их сверху и снизу. Они имеют свои неровности, их выпуклости могут совпадать в пространстве или нет. Думается, что эти неровности – также объект геоморфологического изучения.

Как известно, геоморфология как наука возникла на рубеже XIX–XX столетий. Она изучает рельеф суши, дна океанов и морей со стороны его внешнего (физиономического) облика, происхождения, возраста, истории развития, современной динамики, закономерностей группировки и распространения составляющих его форм. Рельеф, наблюдаемый в современную геологическую эпоху, изучается геоморфологией как результат всего предшествующего развития земной поверхности.

Земная поверхность представляет собой границу раздела между земной корой, с одной стороны, и гидросферой и атмосферой, с другой. На земную поверхность одновременно воздействуют внутренние и внешние агенты, обуславливающие эндогенные и экзогенные рельефообразующие процессы. К эндогенным процессам, вызываемым внутренними силами Земли, относятся тектонические движения, магматизм; к экзогенным процессам, питаемым лучистой энергией Солнца, — выветривание, работа поверхностных вод и ледников, ветра, деятельность животных и растительных организмов и др. Позднее посредством косвенным воздействием силы тяжести на поверхности Земли совершаются гравитационные процессы, имеющие также рельефообразующее значение. На рельеф Земли в целом большое воздействие оказывают силы взаимного тяготения системы Земля—Солнце—Луна, вызывающие приливы в морях и океанах и в твёрдом теле Земли, изменения угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси. Важным фактором изменения рельефа Земли является и деятельность человеческого общества. В разных местах и в разное время структура внутренних и внешних сил, их интенсивность и направленность меняются в широких пределах, обуславливая на каждом данном участке и в каждый данный момент общее (восходящее или нисходящее) развитие рельефа и специфические особенности его формирования. Один из основных принципов нашей науки заключается в том, что рельеф изучается как один из географических компонентов в тесной взаимосвязи и взаимообусловленности с другими компонентами и с географической обстановкой в целом. Рельеф не только испытывает воздействие со

стороны других факторов, но и сам воздействует на них, а через них и на самого себя.

Сложными взаимоотношениями между литосферой, атмосферой, гидросферой и биосферой определяется положение геоморфологии в системе наук о Земле. Так, данные и методы геологии используются для выяснения зависимости рельефа от геологического строения и развития исследуемого участка земной коры; данные физической географии, климатологии, гидрологии, океанологии, почвоведения, геоботаники — для выяснения зависимости рельефа от физико-географических условий в целом и от отдельных природных компонентов; геофизики — для изучения физической сущности процессов развития рельефа и его взаимодействия с твёрдой, жидкой и газообразной оболочками Земли.

В геоморфологии выделен ряд отраслей: общая геоморфология, рассматривающая наиболее широкие вопросы формирования рельефа с освещением всего комплекса геоморфологических показателей в синтетическом плане; частная геоморфология, изучающая рельеф по одному или нескольким частным геоморфологическим показателям; региональная геоморфология, занимающаяся изучением конкретного рельефа отдельных участков земной поверхности — материков, океанов, морей, стран и т.п. Наиболее крупные черты рельефа Земли в региональном плане служат объектом изучения планетарной геоморфологии. Особая отрасль, палеогеоморфология, рассматривает рельеф прошлых геологических эпох (нередко погребенный) с выяснением истории формирования земной поверхности на протяжении длительного геологического времени. Теоретические основы применения результатов геоморфологических исследований для решения народно-хозяйственных задач разрабатываются прикладной геоморфологией.

Основной рабочий метод геоморфологии — полевые экспедиционные исследования и геоморфологическая съёмка, в результате которой создаются общая и специальные геоморфологические карты. Наряду с экспедиционными исследованиями проводятся стационарные экспериментальные исследования геоморфологических процессов. Полевые работы проводятся с применением картографических и геодезических методов, космо- и аэрометодов, геофизических и др. методов инструментальных наблюдений. Так, при геоморфологических исследованиях морского дна используются навигационная аппаратура, эхолотирование, сейсмозондирование, специальные приборы для взятия пробного грунта на большой глубине и пр.

Данные Г. используются при поисках различных, особенно россыпных, месторождений полезных ископаемых (поисковая Г.), при проектировании промышленных, гражданских, гидроэнергетических сооружений, автомобильных и железных дорог, морских портов (инженерная Г.), при разработке мероприятий по хозяйственной организации территории, её с.-х. использованию и по борьбе с почвенно-овражной эрозией. Результаты геоморфологических исследований служат основой при отраслевых и комплексных географических исследованиях.

Хочется еще раз подумать о будущем нашей науки. Много у нас «не доделанных» начинаний, их необходимо завершить. Но все еще надо видеть и решать наши старые задачи, ставшие стандартом. Ни в коем случае не следует упускать из вида все новое, что манит и притягивает нас, пропущенное и своевременно не замеченное редко возвращается. Новые задачи нужно внимательно оценивать и умело сортировать. Нам всем предстоит научиться оценивать их востребованность. Но главное не упускать, а настойчиво искать, и искать в них новое. Мы предлагаем: 1) изучать *Земные недра*; 2) мы видим в них *будущий объект геоморфологических исследований*; 3) мы ставим этот объект в «кратчайшее место в очереди предметов для нашего геоморфологического изучения»; 4) мы провели первые исследования, получили некоторые результаты и пришли к выводу о том, что ими можно воспользоваться и, главное 5) мы считаем, что уже можно высказывать наши общие геоморфологические суждения в рамках современной геоморфологии по изучению проблем геоморфологии подземелий.

По вопросам о «земных недрах» мы нашли слегка противоречивую друг другу информацию. Кто-то включает в земные недра почвенный горизонт, и тогда недра земли начинаются от бровки земной поверхности. Кто-то простирает эту часть земного подземелья вплоть до центра Земли. В толковом словаре русского языка написано: *«Недра (земли) являются частью земной коры, расположенной ниже почвенного слоя, а при его отсутствии – ниже земной поверхности и дна водоемов и водотоков, простирающейся до глубин, доступных для геологического изучения и освоения»*. Такое определение недр дано в преамбуле Закона «О недрах». К недрам относится и поверхность земли, если она содержит запасы полезных ископаемых. Хорошо видно, что научного суждения авторов о земных недрах окончательно не созрело. Видно, что эти определения написаны преимущественно геологами или служащими государственных учреждений. Такое положение неестественно.

Прочитав определения, мы поняли, что «Земные недра» находятся ниже поверхности нашей планеты. И только тогда нам стало ясно, что *геоморфология уже давно изучает земные недра*. Если это так, то неважно, что мы в своих исследованиях идем по определенному маршруту, следуя за геологами, – мы роим шурфы и канавы, берем из некоторых горизонтов недр пробы, и, называя их образцами «почв», «грунтов» и «горных пород», не ставим перед собой вопрос – а где же наша «геоморфология».

А затем мы своими приемами просто превращаем *«геологическую информацию» в «учение о рельефе земной поверхности»*. Все это происходит на практике; происходит все это по определенным правилам, которые установлены, «вероятно» геологами, а переформулировано в геоморфологические «знания». Иногда эти образцы мы сами смотрим под микроскопом, иногда мы сдаем их в лаборатории для поведения гранулометрического, минералогического, химического и других видов анализа. Тогда определение свойств отобранной нами пробы делают специалисты, которых готовим мы сами. Эти работы дела-

ют магистранты и аспиранты, кандидаты и будущие доктора географических наук, имеющие дипломы по специальности «геоморфология». Конечно же, есть и такие геоморфологи, которые этих предметов во время обучения в университете «не проходили». Но большинство современных геоморфологов имеют геологическое образование, которое геоморфологам необходимо. Удивительно лишь то, что мы все еще пишем, что *«геоморфология изучает рельеф «земной поверхности»*.

В этой статье мы приглашаем наших выпускников научиться и уметь изучать формы рельефа, которые образуются в подземных условиях. Они реально знакомы лишь с формами рельефа и процессами, которые изучаем в областях развития карста и суффозии. А вот изучая современные учебники по общей и региональной геоморфологии, мы практически не нашли в учебниках упоминания о том, что геоморфологии изучают при этом не только поверхность земли, но и «земные недра».

В наших учебниках написано, что формы рельефа есть результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов и явлений. А разве можно изучать взаимодействие процессов, когда один из факторов нашей наукой «геоморфологией» официально не изучается? Реально мы изучаем эндогенные процессы и явления, но, конечно же, мы изучаем их не так, как изучают коллеги-геологи. У нас есть свои цели, свои приемы и методы. В итоге наших работ мы предлагаем историческую модель рельефообразования на земле. Геологи изучают горные породы, а еще они изучают геологические структуры, историю образования горных пород, историю геологических структур. Эти структуры имеют свою по своей форме, приближаются к формам рельефа форму. Читая работы по структурообразованию горных пород, мы многое узнаем о процессах эндогенного рельефообразования. И теперь уже знаем, что самые малые из геологических структур имеют свой собственный рельеф. А пишем мы, что *«Геоморфология изучает рельеф земной поверхности»*.

Мы стремимся, оставаясь геоморфологами, разглядеть все то, что представляет нам природа. Мы, верим, что настоящий геоморфолог работает в системе естественных наук. И он должен быть широко образованным специалистом, ведь нам часто приходится обращаться к этим широким знаниям, и включать их в свои отчеты. В текстах наших отчетов и самостоятельных работ часто помещается специальная глава о географических факторах и условиях рельефообразования того или иного места. Мы привязываемся в них через те знания, которые описаны при описании географической оболочки. Эта глава помещается в наши отчеты под заглавием «Особенности природы» или «Природные условия рельефообразования». После этого предлагаются описания, выбранные по правилам геоморфологии, по нашим, нами выработанным стандартам.

**ИЗУЧЕНИЕ ХАРАКТЕРА ПРОЦЕССОВ СНОСА И НАКОПЛЕНИЯ
С УЧЕТОМ ЗОН РАЗРЯДКИ НАПРЯЖЕНИЙ, ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ
РАЗРЫВОВ ЗЕМНОГО ВЕЩЕСТВА РАЗНОГО РАНГА**

Соколова Н.В.

Институт проблем нефти и газа РАН, Москва, Россия, sona@ipng.ru

**RESEARCH OF DEMOLITION AND ACCUMULATION PROCESSES
CHARACTER IN THE VIEW OF TENSION ZONES, POTENTIAL
RUPTURES OF DIFFERENT TERRESTRIAL SUBSTANCE**

Sokolova N.V.

Oil and Gas Research Institute RAS, Moscow, Russia, sona@ipng.ru

Противоположные процессы сноса и накопления зависят от единой системы непрерывных потоков вещества разного ранга, динамики базисов эрозии [1]. Данные потоки действуют на земной поверхности и на разных глубинах и изменяются в трех взаимно ортогональных плоскостях по-разному. Динамика базисов эрозии потоков не только контролирует процессы сноса и накопления, но и определяет изменения природных объектов, развивающихся на земной поверхности [2–3].

В пространстве функционируют системы относительно независимых (параллельных, с люфтом 45°) потоков [1–2]. В данных условиях любая река – это совокупность узлов сочленения таких потоков разного ранга, развивающихся в противоположных режимах (усиления потоков в недра Земли или усиления потоков из земных недр). В пределах каждого рассматриваемого узла слияния транзитного потока с активным притоком действует своя воронка, свой местный базис эрозии (для втекающих в узел потоков), от динамики которого в трехмерном пространстве зависит развитие конкретного участка реки (ее активизация (при понижении местного базиса эрозии) или деградация (при повышении местного базиса эрозии), изменение ранга, трансформация, усиление меандрирования или спрямления русла и т.д.). Урез воды в реке при этом играет подчиненную роль по отношению к первичному базису эрозии – уровню, ниже которого в данный момент времени не может быть врезания взаимодействующих в конкретном узле потоков.

Так как противоположные процессы усиления сноса и накопления вещества парагенетически связаны друг с другом [4], транзитный поток (в том числе и река) развиваться не сможет, если не будет непрерывного понижения базисов эрозии в узлах по ходу потока. Если понижение базиса эрозии в последующем по ходу потока узле будет меньшим, чем в предыдущем, то в области предыдущего узла начнет формироваться временная или постоянная зона усиления аккумуляции – зона затопления (при преимущественно горизонтальной составля-

ющей потока) или непроточное озеро (при преимущественно вертикальной составляющей потока в земные недра) [5]

Наряду с этим, с данными потоками связано и функционирование зон разрядки напряжений (ЗРН), потенциальных разрывов земного вещества. Они имеют четкое строение и выявляются в ходе исследования систем относительно независимых потоков вещества разного ранга. Взаимосвязи транзитных потоков и их притоков реализуются в узлах ЗРН и в областях динамических границ минимальных относительных изменений (пределов действия подавляемых противоположных притоков) соответствующих рангов [1–2, 5–7].

Единая система непрерывных потоков вещества разного ранга не может развиваться без ЗРН [1]. Характер развития зон разрывных нарушений и динамика местных базисов эрозии потоков в узлах их сочленения взаимозависимы. Каждый узел сочленения потоков (и ЗРН) имеет предел своего развития по площади (емкость узла, которая определяется с учетом динамических границ минимальных относительных изменений), пределы смещения узла в горизонтальной и вертикальной плоскостях, определенные возможности для переформатирования местного базиса эрозии, изменения его ранга [2].

При учете условий функционирования рек становится очевидным, что все они работают не хаотично, а согласно определенному алгоритму. Они развиваются в ЗРН разного ранга, причем, речное дно всегда ограничено двумя параллельными (с люфтом 45°) зонами дизъюнктивных нарушений относительно низкого ранга. Поэтому целесообразно учитывать информацию о ширине ЗРН более крупного ранга (от которой зависят изменение ширины русла реки, предел ее меандрирования) и о структурах речного дна, выражающихся в сочетании перекатов и плесов. В данных структурах, в узлах ЗРН фиксируются местные базисы эрозии транзитного потока. Появляется возможность выявить их динамику [7]. В этой связи необходимо отметить правоту известного ученого Иванова П.В., который еще в середине прошлого века предлагал вычислять местные базисы эрозии для каждого потока [8].

ЗРН являются очень динамичными образованиями. На основе анализа фактических материалов были выделены три основных варианта изменений ЗРН, приводящих к коренным преобразованиям природной обстановки на участках в границах минимальных относительных изменений компонентов природы.

При первом варианте происходит увеличение ЗРН по глубине (с разрывом) и по ширине (в поперечнике). Область ЗРН разуплотняется, усиливается расчлененность рельефа. Если ширина данной зоны увеличивается большими темпами, чем глубина, то в пределах активно эродирующихся склонов, прилегающих к ЗРН, образуются дополнительные зоны трещиноватости, простирающиеся параллельно основной ЗРН. Если увеличение такой зоны по ширине идет меньшими темпами, чем по глубине, то в области ЗРН образуются провалы, воронки, непроточные озера.

Во втором варианте происходят увеличение ЗРН по глубине (но без разрыва) и уменьшение ее по ширине (тенденция к смыканию крыльев ЗРН). В этом слу-

чае зона разрядки напряжений уплотняется. Непрерывный поток, река, тяготеет к одному из бортов ЗРН. Увеличивается глубина складок рельефа, усиливаются процессы сноса на прилегающих склонах. Если углубление данной зоны идет большими темпами, чем уменьшение ее по ширине, то вся область ЗРН данного ранга погружается и в ней формируются проточные озера. Если уменьшение данной зоны по ширине происходит большими темпами, чем углубление, то с противоположных сторон от нее на глубине образуются газовые полости. При этом на периферии ЗРН и на примыкающих к ней противоположных склонах усиливаются процессы сноса вещества.

В третьем варианте уменьшается глубина и увеличивается ширина ЗРН. Такие условия способствуют ее разуплотнению, Происходит выполаживание и заболачивание участка в границах минимальных относительных изменений. В конечном итоге в пределах наиболее пониженной области ЗРН формируются относительно возвышенные участки. Если расширение зоны по площади идет большими темпами, чем уменьшение ее глубины, то прилегающие к ней склоны заболачиваются и на них образуются новые параллельные зоны трещиноватости. Если расширение ЗРН по площади происходит меньшими темпами, то на глубине, в области острия ЗРН формируются газовые скопления вытянутой формы, которые продвигаются к земной поверхности и при достижении критических размеров прорываются наружу, «пузыри» лопаются и на земной поверхности образуются микропонижения, которые зачастую заполняются водой. При этом на периферии ЗРН и на прилегающих противоположных склонах усиливаются процессы накопления вещества.

Изменения зон разрывных нарушений первого типа исследуются уже достаточно давно, но без учета единой системы непрерывных потоков вещества разного ранга. Крайний предел таких изменений – землетрясения различного характера. По мнению В.И. Иванникова (2015), к примеру, землетрясения происходят в результате взаимодействия двух подвижных флюидов: восходящего из глубоких земных недр потока водорода и проникающей в недра воды. Их встреча обусловлена перманентным развитием трещин и разломов земной коры. Экспериментальным подтверждением являются техногенные землетрясения, спровоцированные строительством водохранилищ [9].

Несмотря на обилие фактических данных, изменения ЗРН второго и третьего типов практически не исследованы.

Природные объекты являются четкими индикаторами противоположных процессов усиления сноса и усиления накопления вещества и динамики ЗРН. Как показывает практика, данные объекты по-разному ведут себя в условиях понижения базиса эрозии потоков (при активизации вертикальных движений в недра Земли) и в условиях повышения базиса эрозии (при активизации вертикального потока из земных недр) [1, 10–12]. С учетом этого в первом варианте активно развиваются непроточные озера, в третьем – болота (в конечном итоге происходит переформатирование базисов эрозии). И только единственный второй вариант благоприятен для развития рек. Если ЗРН начинает развиваться как

в первом или во втором вариантах, то реки деградируют, превращаются в цепочки непроточных озер на суходоле или в пределах верхового болота. Данный процесс деградации рек развивается достаточно быстро (зачастую менее ста лет), и он весьма распространен в разных регионах нашей страны.

Как показала практика, большое внимание следует уделить изучению локальных процессов повышения базиса эрозии в узлах сочленения потоков, особенно в пределах заболачивающихся озерных котловин. Такие процессы, способствующие уменьшению ранга базиса эрозии и его переформатированию, приводят к развитию центров дегазации и возникновению очагов самовозгорания [10–13]. Необходимо также исследовать трансформации потоков, возникающие из-за изменения ранга узлов ЗРН, способствующие активизации опасного эрозионного расчленения конкретных земель различного назначения.

Литература

1. Орлов В.И. Динамическая география. М: Научный мир, 2006. 594 с.
2. Соколова Н.В. Изучение изменений геоэкологических условий в системе непрерывных потоков вещества разного ранга // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2014. Том 10, Вып. 2. С. 243–248.
3. Соколова Н.В., Миртова И.А. О систематизации непрерывных естественных преобразований природных объектов // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика: Электрон. науч. журн. 2015. Вып. 11. 22 с. Режим доступа: <http://oilgasjournal.ru>
4. Ивановский Л.Н. Парагенез и парагенезис горного рельефа юга Сибири. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2001. 142 с.
5. Соколова Н.В. Перспективы развития динамической географии // Международный научный институт EDUCATIO. 2014. № 3. С. 49–51.
6. Соколова Н.В. Выявление динамики зон разрядки напряжений, потенциальных разрывов земного вещества разного ранга // Геоморфология и картография: Материалы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 2013. С. 251–254.
7. Соколова Н.В. О системах адаптации непрерывных потоков земного вещества разного ранга к возможным внешним и внутренним его изменениям // Естественные и технические науки. 2014. № 9–10 (77). С. 111–118.
8. Иванов П.В. Метод количественной характеристики формы продольного профиля реки // Изв. ВГО. 1951. Т.83, Вып.6. С.584–594.
9. Иванников В.И. О землетрясениях // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2015. № 4. С. 40–54.
10. Соколова Н.В., Миртова И.А. Учет динамики природных условий при прогнозировании возникновения очагов самовозгорания лесов и торфяников // Проблемы анализа риска. 2015. Том 12, № 5. С. 84–92.
11. Миртова И.А., Соколова Н.В. Выявление характера непрерывных естественных изменений природных объектов по аэро- и космическим снимкам // Известия вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2015. № 2. С. 40–46.
12. Соколова Н.В. О необходимости изучения относительно независимых потоков земного вещества разного ранга // Достижения и проблемы современной науки: Сб. публ. Науч. журн. «Globus» по материалам V Междунар. конф. СПб.: Научный журнал «Globus», 2016. Часть 2. С. 67–72.

АККУМУЛЯТИВНОЕ РАЗВИТИЕ ЛОЖА РУСЛОВОГО ПОТОКА. СЕТЬ СВЯЗЕЙ

Хон А.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск,
Россия, avkhon@yandex.ru

ACCUMULATIVE DEVELOPMENT OF CHANNEL FLOW BED. NETWORK OF CONNECTIONS

Khon A.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia,
avkhon@yandex.ru

Спонтанное образование системы может происходить через установление физических связей между ранее не взаимодействующими объектами, которые, вступив друг с другом в контакт и взаимодействие, становятся элементами и подсистемами нового целостного объекта. Таким природным объектом, в частности, является система «русло – поток». Развитию продольного профиля руслового потока и его математического описания посвящены работы А.С. Девдариани [1], Н.И. Маккавеева [2], Р.С. Чалова [3] и других исследователей. В этих работах отражены факторы, влияющие на процесс выработки вогнутого профиля и местные отклонения от этой закономерности. Большое внимание уделено явлениям саморегуляции и самоорганизации флювиальных геоморфологических систем в работах А.В. Позднякова [4, 5].

Большая продолжительность процессов самоорганизации системы «русло-поток» в естественных условиях определяет необходимость проведения физических экспериментов по имитации этих процессов. Эксперимент по отслеживанию процесса самопостроения системы русло-поток был проведен в Лаборатории самоорганизации геосистем. Для того, чтобы исключить влияние начального уклона, заданного потоку в природных условиях силами другого генезиса, исходный уклон экспериментального потока был сделан нулевым. Это начальное условие обеспечило преимущественно аккумулятивный характер образования ложа руслового потока и отсутствие местных базисов эрозии, не обусловленных самим потоком. Обломочный материал подавался только в начале лотка в смешанном виде. В процессе эксперимента вода и влекомый материал подавались на относительно широкую поверхность. В результате поток воды был распластанным, а обломки захватывались всякий раз в произвольный момент времени. Однако вся порция разнородного по крупности материала попадала в лоток за одинаковый промежуток времени. Этапы формирования руслового потока в таких условиях уже нашли отражение в одной из наших публикаций [6]. *Здесь хотелось бы обратить внимание на совокупность элементов системы и сеть связей между ними.*

Краткая характеристика этапов формирования системы «русло поток».
Первый этап. Взаимодействие первичных элементов – распластанного потока и влекомого этим потоком материала. Строится коническое аккумулятивное тело, движение обломков по которому происходит, главным образом, за счет продольной составляющей силы тяжести, действующей на крупный материал. Частицы мельче 1мм заполняют собой пустоты и морфологических свойств первичного склона не определяют. Гидродинамическое воздействие потока только инициирует движение. Элементами системы оказываются отдельные обломки и множество мелких (как по глубине, так и по ширине) струй не отличающихся друг от друга по размывающей и транспортирующей способности. *Прямая связь* представлена воздействием на отдельные частицы струй рассредоточенного потока, которые выводят эти частицы из равновесия на крутом склоне. *Обратная связь* – это подпор со стороны медленно движущегося потока воды от подножия конуса до приемного бассейна. Этот подпор прекращает всякое движение твердого материала кроме скатывания частиц по склону. Причем то, что скатывание происходит в воду, исключает откатывание частиц далеко от склона по инерции. Такое торможение способствует распространению первичного аккумулятивного тела вниз по течению и к бортам лотка (экспериментальной долины) с сохранением крутизны склонов. Таким образом, *обратная связь* оказывается положительной (усиливающей) для всего процесса в целом и отрицательной (тормозящей) для движения отдельных частиц.

Второй этап. Создание подстилающей поверхности. Выравнивание высот первичного (пролювиального по своей сути) склона и его выполаживание по всей ширине лотка. Это выполаживание приводит к увеличению роли гидродинамического воздействия потока и уменьшает чисто гравитационное движение крупных частиц. На большей части лотка поток является плоским без разделения на струи и значительных градиентов скоростей. Руслом для водного потока, на данном этапе, является весь лоток. На склоне, сложенном крупными обломками ($d > 10$ мм) поток также является распластным, но с четким оформлением одной или двух струй. Способствует этому разделению на более крупные струи изначальная неравномерность распределения высот и разница в подвижности частиц твердого материала, которая приводит к увеличению локальных уклонов. Таким образом, появляются первые нестабильные русла. По этим руслам частицы крупного и среднего размера выносятся дальше, чем выносились бы за счет гравитации, а песчаный материал транспортируется уже в массовом порядке за счет скорости течения. Начинается построение поверхности, сложенной преимущественно песчаным материалом.

Элементы системы на данном этапе – это ограниченное количество отдельных струй потока с повышенными скоростями и поперечными размерами; нестабильные русла, образующие с оформившимися струями первичные русловые системы. Эти русловые системы порождают новые элементы экспериментальной долины – песчаные полосы и «языки», образующие песчаный шлейф у подножия первичного крупнообломочного склона.

Прямая связь – гидродинамическое действие первичных русловых потоков, которые концентрируют размывающую и транспортирующую активность общего потока воды по определенным направлениям. За счет изменения этих направлений и формируется шлейф, который уже можно считать аллювиальным.

Обратная связь:

1) Уменьшение общего уклона составной подстилающей поверхности, остановка движения большей части крупного материала как за счет гравитации так и под действием потока.

2) Увеличение области с ненулевым уклоном свободной поверхности.

3) По мере удлинения языка локальный уклон (от места формирования струи до конца песчаного выступа) уменьшается, а сопротивление потоку от подстилающей поверхности растет. В конце концов, струя поворачивает в более выгодном направлении. Попеременно удлиняя языки шлейфа или, наоборот, выравнивая его общий фронт, поток заполняет лоток с горизонтальным дном собственными отложениями.

Третий этап. Распространение аккумулятивной поверхности до устья и образование руслового потока по всей длине долины. Движение фронта выстипания вниз по течению через образование выступов и выравнивание фронта песчаного шлейфа. Поток начинает формировать направления максимального стока воды и наносов. Эти направления выделяются наличием последовательности плоских и вытянутых вдоль течения гряд на фоне выровненной сплошной потоком окружающей поверхности. По этим направлениям поток, углубляясь, формирует то, что принято называть протоками. Стабилизация этих проток в плане наступает после формирования отмостки из крупных частиц. Этот этап характеризуется появлением на поверхности дна множества «*лепестковых*» гряд, представляющих собой эрозионно-аккумулятивные формы, созданные отдельными струями расширяющимися в глубину и в горизонтальной плоскости. Форма данного эрозионно-аккумулятивного образования напоминает лепесток. Глубина потока в его пределах уменьшается по течению и поперек струи. Выносимый из углубления материал формирует изогнутый гребень «лепестковой» гряды. В целом, данный этап характеризуется распространением участка с четко выраженным руслом вниз по течению, уменьшением ширины с интенсивным стоком в каждом створе долины и появлением осушенных «пойменных» массивов. В нижнем течении четко выраженное русло переходит в систему проток, сообщающихся плоскостным течением. Подпор от водоприемника, наблюдаемый в низовье потока, препятствует дальнейшему распространению четко выраженного русла вниз по течению. Без снижения уровня в бассейне-водоприемнике морфология нижнего течения не изменится. (Описанный тип русла наблюдается в устьевой части р. Зеи, где мелкое в основном русло нарушается разбросанными глубокими плесами). В ходе эксперимента, снижение уровня в бассейне-водоприемнике было обеспечено уменьшением водности потока. Это уменьшение водности, проводя параллели с естественным потоком,

можно отнести к сезонному. В результате, на всем протяжении экспериментального водотока плавный переход от русла к «пойменным» массивам сменился четко выраженными бровками русла. Произошло слияние отдельных подвижных плесовых ложбин в относительно устойчивые системы «плес-перекат».

На этом этапе большинство отмеченных ранее элементов объединены общим процессом формирования в подсистемы. Нами выделены следующие:

- 1) Первичный склон, на поверхности которого преобладают крупные частицы и песчаный шлейф.
- 2) Временные русла на первичном склоне и песчаном шлейфе.
- 3) Слабый плоскостной поток между рукавами и протоками.
- 4) Грядовые формы донного рельефа различного относительного размера и очертаний в рукавах и протоках.
- 5) Неподвижная плесовая ложбина на стыке участков, где происходит резкое снижение уклона и крупности частиц.
- 6) Треугольная в плане система лепестковых гряд (дельтовая система экспериментального руслового потока).

Прямые и обратные связи на этом этапе зарождения русловой системы:

- 1) Главное прямое воздействие – движение воды и твердого материала от истока к устью.
- 2) Резкое снижение уклона на границе крупнообломочного участка и шлейфа препятствует распространению крупнообломочного участка, но способствует выносу отдельных гравийных частиц далеко вглубь участка, сложенного крупным песком.
- 3) Концентрация размывающей и транспортирующей способности потока в отдельных струях делает возможным активный транспорт твердого материала в условиях приустьевых рассредоточения потока.

Таким образом, аккумулятивное формирование системы русло-поток включает построение поверхности с вогнутым продольным профилем, образование основных форм рельефа русла и последующее их сглаживание. Объективной целью построенной самим потоком поверхности с закономерным изменением уклонов является перераспределение потенциальной энергии от бортов долины к днищу долины для обеспечения транспорта материала по всей ее длине. Это стремление было выражено Н.И. Маккавеевым в законе выравнивания транспортирующей способности. Каждый из этапов формирования отличается общим видом русла и долины, что свидетельствует об изменении совокупности элементов системы «русло-поток» и структуры связей между элементами и подсистемами.

Литература

1. Девдариани А.С. Математический анализ в геоморфологии // М.: «Недра», 1967. 155 с.
2. Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Зайтов И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология // М.: МГУ, 1961. 194 с.

3. Чалов Р.С. Морфология русел в переходных областях от гор к равнине и их связь с продольным профилем рек // Рельеф и природопользование предгорных и низкогорных территорий. Барнаул: изд-во Алт. Ун-та, 2005. С. 339 – 343.

4. Поздняков А.В. Динамическое равновесие в рельефообразовании. М.: Наука, 1988. 208с.

5. Поздняков А.В., Махинов А.Н. О механизме формирования плесов и перекатов водными струями русловых потоков // Проблемы гидрологии зоны БАМа и Дальнего Востока. Владивосток, 1983. С. 77-78.

6. Шевченко С.О., Хон А.В. Самоорганизация в развитии ложа руслового потока. // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования: Материалы Иркутского геоморфологического семинара (Иркутск, 9-14 сентября 2007 г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007. С. 243-245.

ПРОЯВЛЕНИЯ ДИСКРЕТНОСТИ ФЛЮВИАЛЬНЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Завадский А.С.¹, Кorableва О.В.², Чернов А.В.³

¹ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, Alexey.chernov@inbox.ru

² Государственный природный биосферный заповедник «Керженский», Нижний Новгород, Россия, o-korableva@mail.ru

³ Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, az-mgu@mail.ru

THE EXISTENCE OF DISCRETE FLUVIAL RELIEF PROCESSES

Zavadsky A.S., Korableva O.V., Chernov A.V.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, Alexey.chernov@inbox.ru
State Nature Biosphere Reserve "Kerzhensky", Nizhny Novgorod, Russia,
o-korableva@mail.ru

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, az-mgu@mail.ru

Флювиальные процессы относятся к одним из наиболее быстропотекающих рельефообразующих процессов на нашей планете. Размывы пойменных берегов на некоторых широкопойменных реках составляют в среднем от 2 до 10 м/год, а на крупных реках достигают 20 и более м/год. Перемещение донного аллювия происходит ещё быстрее – песчаные гряды перекатов в русле за несколько месяцев могут сместиться вниз по течению на первые сотни метров.

Однако в научной литературе, в справочных и нормативных изданиях, как правило, приводятся средние скорости размыва и перемещения гряд; при этом подразумевается, что берег отступает, а гряды двигаются ежегодно – либо в

многоводные фазы водного режима, либо вообще, равномерно, причем независимо от размера реки.

Для подтверждения или опровержения данного положения на некоторых малых и средних реках были организованы мониторинговые наблюдения за размывами берегов. В качестве модельных были выбраны средняя по водности широкопойменная река Керженец с песчаным аллювием, малая река Таруса, протекающая в узкопойменной долине и имеющая галечный аллювий, и широкопойменная малая река Шерна с песчаным аллювием.

На река Керженец наблюдения ведутся с 2001 года. Измеряется размыв вогнутых берегов трёх излучин – сегментной пологой ($l/L = 1,2$), сегментной развитой ($l/L = 1,5$) и пальцевидной крутой ($l/L = 2,0$). Измерения проводятся от реперов – помеченных деревьев, растущих на достаточном (более 15 м) расстоянии от бровки размываемого берега. Высота берегов над межнным урезом составляет 3-4 м. В период с 2001 по 2006 гг. измерения проводились дважды в год – в июне после спада весеннего половодья, и в сентябре, после летней межени, иногда прерываемой дождевыми паводками.

Анализ особенностей размыва вогнутых берегов в разные фазы гидрологического режима показал, что этот процесс происходит только во время весеннего половодья; в межень, несмотря на наличие в некоторые годы паводков, никаких размывов берегов не происходит [1]. Изменения расстояний от некоторых реперов до бровки берега находятся в пределах точности измерений и связаны, возможно, с локальными обрушениями бровки из-за внешних механических причин. Поэтому с 2007 года повторные измерения на вогнутых берегах излучин в конце летней межени не производятся. Ежегодные измерения размыва берегов после весеннего половодья продолжаются.

При этом оказалось, что в разные годы берега размываются с разной скоростью – от почти полного отсутствия размывов до значений 2 м/год. Эти значения были скоррелированы с величинами подъёма уровней воды в Керженце во время половодья, и эта корреляция помещена в таблицу 1. Из нее видно, что сколь-нибудь заметный размыв берегов (средний по длине вогнутых берегов всех трех излучин) происходит только в высокие половодья, когда максимальный уровень воды превышает отметку 3 – 4 м над нулём графика временного водопоста. Причем чем выше было половодье, тем на большее расстояние в среднем отступил вогнутый берег [2]. Если же брать среднее значение размыва вогнутых берегов излучин Керженца за период 2001-2015 гг., то оно составит 0,7 м/год. Как видно, эта цифра не показывает реального размыва берегов излучин в разные по водности годы.

Аналогичные измерения проводились в период 2010-2015 гг. на реке Тарусе. Измерялся размыв правого пойменного берега реки в 4-х км выше её устья в расширении V-образной долины. Ширина пойменного массива составляет 40 м при ширине русла 20 м, высота поймы равна 4 м над межнным урезом. Сложена пойма лёгким суглинков, в основании которого согласно залегает галька – русловая фация аллювия. Берег имеет слабовогнутую форму; изменения прово-

дились от базисной линии, опирающейся на 4 репера, врытых в пойму на удалении 4-5 м от бровки берега и расположенных на расстоянии 20 м друг от друга по всему фронту размыва, составившему, таким образом, 60 м. Измерения проводятся через каждые 2 м. В таблице 2 показана размывы берега р.Тарусы в разны по водности годы.

Здесь так же, как и на Керженце, очевидна связь между водностью года и интенсивностью размыва. Отличия этих корреляций на средней реке Керженец и малой реке Тарусе состоят в том, что на Керженце дождевые летние паводки либо вообще не выражены, либо проходят при уровнях в 2,5 раза меньших, чем весенние половодья, тогда как на Тарусе дождевые паводки в отдельные годы (2012 и 2013) превышают весенние половодья. Поэтому суммарные размывы берега за тот или иной год осуществлялись не только весной, но и летом (однако разделения периодов размыва на половодные и паводочные на Тарусе не производилось).

Если считать средний размыв берега за 6 лет наблюдений, то окажется, что он составляет 0,34 м/год – значительно меньше, чем в многоводные и паводочные 2012 и 2013 гг. и почти в 10 раз больше, чем в годы с низкой водностью.

Измерения на широкопойменной малой реке Шерне проводились с 2011 года. Участок измерений расположен в пределах сундучной излучины с двумя вершинами и относительно прямолинейной вставкой между ними. В половодье осуществляется размыв вогнутых берегов в обеих вершинах (табл.3): в 2012 году берег в верхней вершине отступил, в среднем, на 0,13 м, во второй вершине – на 0,32 м, в 2013 году, соответственно, на 0,02 м (что находится в пределах точности измерений) и на 0,13 м. В 2014 году верхняя вершина отступила на 0,2 м, нижняя была стабильной; в 2015 году берег в обеих вершинах оставался, практически, в том же положении, что и в 2014 году.

К сожалению, информация об уровнях воды на р.Шерне отсутствует; но можно отметить некоторую корреляцию между событиями на р.Шерне и на расположенной в 170 км к юго-западу р.Тарусе: если на Тарусе максимальные размывы происходили в 2012 и 2013 гг., когда отмечались высокие половодья и частые дождевые паводки, то и на р.Шерне наиболее заметные размывы берега происходили также в эти годы. В последующие два года, маловодные на р.Тарусе, размывы берега на р.Шерне так же, как и на Тарусе, почти не происходили.

Однако на р.Шерне в 1,6 км ниже измеряемого берега произошел прорыв шейки крупной и сложной сундучной излучины, спрямившей русло реки на 500 м. Ширина шейки этой излучины до начала прорыва составляла 5,5 м, высота супесчано-суглинистой поймы в этом месте – около 2 м над меженным урезом. Само спрямление произошло в многоводном для Шерны 2012 году, когда через шейку излучины образовался проран шириной 3,7 м. Однако основное развитие прорана осуществлялось как в многоводном 2013 году, так и в маловодном 2014 году. Именно в 2014 году его ширина увеличилась на 4 м и достигла значений 10-12 м; по нему стало проходить около 4/5 от общего расхода воды. Оконча-

тельному размыву прорана и отмиранию длинной старицы в 2015 году препятствуют стволы оказавшихся в проране деревьев, ранее укоренявшихся на шейке излучины.

Таким образом, ежегодные наблюдения за размывом пойменных берегов на реках разных размеров, протекающих в различных геолого-геоморфологических условиях и отличающихся по составу аллювия, проводившиеся на протяжении ряда лет с разной водностью и её внутригодовым распределением, позволили обосновать следующие выводы:

1. Горизонтальные русловые деформации на реках происходят исключительно в многоводные фазы гидрологического режима: половодья на средних (а, следовательно, и на крупных реках) и половодья и паводки на малых реках. В межень размывов берегов в гидроидных условиях умеренных широт не происходит.

2. Горизонтальные русловые деформации на реках, независимо от состава их аллювия, происходят исключительно в многоводные годы с максимально высокими половодьями и паводками. В средние по водности годы размывы берегов происходят локально и в пределах точности измерений, а в маловодные годы с низкими половодьями не происходят вообще. Это вносит существенные коррективы в динамические характеристики речных русел, обычно оперирующие среднемноголетними значениями скоростей размывов берегов: в многоводные годы эти значения могут в разы превышать средние, тогда как в маловодные годы – быть в разы меньше их. Вместе с тем, подобная дискретность ни в коей мере не говорит об исключительно катастрофическом характере русловых процессов: многоводные годы, когда расходы достигают значений руслоформирующих среднего интервала [3], повторяются примерно каждые 5-7 лет и продолжают столько же, тогда как катастрофические половодья и паводки, соответствующие верхнему интервалу руслоформирующих расходов воды, встречаются крайне редко – один раз в сто, а то и более лет. И хотя они меняют рельеф дна речных долин до неузнаваемости, их роль в общем формировании руслового рельефа в обозримых интервалах времени почти не заметна. Текущие русловые деформации очень быстро приведут рельеф дна долины в исходное или почти исходное состояние.

3. Механизм, а, следовательно, и факторы горизонтальных русловых деформаций разного вида – размывов берегов и спрямлений излуцин за счет прорыва их шеек. Размыв берегов непосредственно зависит от мощности потока: когда она велика, она становится достаточной для размыва, когда мала – размыв не происходит. Разработка проранов, происходящая при спрямлении излуцин, во многом осуществляется за счет их саморазвития и в меньшей степени зависит от водности половодий или паводков: промыв хотя бы узкий проран через шейку излучины, поток устремляется туда уже при любой водности года, и расширяет его причем как в половодье, так и в межень. В этом случае, ведущим фактором деформаций русла является не водность, а резко увеличившийся при

прорыве шейки излучины уклон, благодаря чему в проран отвлекается всё больший и больший расход воды.

Таблица 1

Корреляция уровней воды и средней скорости размыва берегов на излучинах р.Керженец за период 2001-2015 гг.

Год измерений	Высота максимального уровня воды, м над меженью	Величина размыва берега, м
2001	4,1	2,0
2002	3,1	0,6
2003	2,4	0,4
2004	2,0	0,3
2005	4,4	2,0
2006	2,1	0,1
2007	1,8	0,1
2008	2,3	0,3
2009	2,1	0,2
2010	1,5	0,0
2011	3,2	1,0
2012	4,4	1,8
2013	4,0	1,5
2014	1,3	0,1
2015	2,5	0,2

Таблица 2

Корреляция уровней воды и средней скорости размыва пойменного берега на р.Тарусе за период 2010-2015 гг.

Год измерений	Высота максимального уровня воды, м над меженью	Величина размыва берега, м
2010	3,2 (половодье)	0,1
2011	3,0 (половодье)	0,1
2012	3,1 (половодье), 2,5 (паводок)	0,9
2013	3,1 (половодье), 3,2 (паводок)	0,8
2014	2,4 (половодье)	0,2
2015	2,6 (половодье)	0,1

Таблица 3

Характеристика размывов берегов на излучине р.Шерны за период 2012-2015 гг.

Год измерений	Высота максимального уровня воды, м над меженю	Величина размыва берега, м	
		В верхнем крыле излучины	В нижнем крыле излучины
2012	-	0,1	0,3
2013	-	0,0	0,1
2014	-	0,2	0,0
2015	-	0,1	0,1

Литература:

1. Кораблева, О.В., Чернов. А.В. Опыт мониторинга русловых деформаций на широкопойменных реках (на примере реки Керженец) // География и природные ресурсы. 2008. № 2. С. 158-165.
2. Кораблева О.В., Чернов А.В. Динамика пойменно-русловых комплексов рек Нижегородского Заволжья (на примере реки Керженец) // Труды Государственного природного заповедника «Керженский». Том 5. Нижний Новгород, 2012. 196 с.
3. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955, 347 с.

**ВКЛАД В СОВРЕМЕННУЮ ГЕОМОРФОЛОГИЮ
ЗАМЕЧАТЕЛЬНОГО РОССИЙСКОГО ГЕОЛОГА И
ГЕОМОРФОЛОГА ГЕННАДИЯ ФЕОДОСЬЕВИЧА УФИМЦЕВА**

Чичагов В.П.

Институт географии РАН, Москва, Россия, chichagov@mail.ru

**CONTRIBUTION OF MAGNIFICENT RUSSIAN GEOLOGIST AND
GEOMORPHOLOGIST GENNADY F. UFIMTSEV TO MODERN
GEOMORPHOLOGY**

Chichagov V.P.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, chichagov@mail.ru

Российская и мировая геоморфология понесли тяжелую утрату: 25 декабря 2013 г. на 74-м году жизни ушел из жизни талантливый, яркий ученый, хороший человек – Уфимцев Геннадий Феодосьевич – главный научный сотрудник-консультант лаборатории кайнозоя ИЗК СО РАН, доктор геолого-минералогических наук, профессор.

Г.Ф. Уфимцев был высококлассным специалистом в области геоморфологии, неотектоники и геологии кайнозоя. Эти качества удачно корреспондировались с огромной эрудицией, и лишь немногие из его современников могли посоревноваться с ним в этом. Круг его научных интересов был необычайно широк – от глобальных неотектонических построений до новейшей тектоники и геоморфологии отдельных областей Внутренней Азии и других регионов различных континентов, теоретических вопросов геологии и геоморфологии. Им выполнены многочисленные монографические исследования по новейшей тектонике и геоморфологии Дальнего Востока, Байкальской рифтовой зоны, горных поясов континентов, в т. ч. Анд, Гималаев и Тянь-Шаня, сделаны обобщения по морфотектонике Евразии. Он быстро вышел за региональные рамки родной для него Сибири и стал ученым мирового уровня. Выделяются теоретические работы Уфимцева: “Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР)” (1984), “Очерки теоретической геоморфологии” (1994), “Морфотектоника Евразии” (2002), “Семь слов о теории геоморфологии” (2006). За ними следуют крупные книги теоретико-регионального содержания: “Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны” (1992), “Гималайская тетрадь” (2005), “Горы Земли” (2008), “Байкальская тетрадь”, “Очерки теоретической и региональной геоморфологии” (2009) и “Андская тетрадь” (2011). Завершают приведенный перечень региональные монографии, последней из которых являются “Очерки рельефа и геоморфологии Тянь-Шаня” (2009). Для ученого было характерно публиковать авторские, личные монографии, и из приведенных выше, только последняя составлена в соавторстве.

Истоки и основы геоморфологии. Из разработок теоретической геоморфологии Г.Ф. Уфимцев выбрал такие фундаментальные геоморфологические концепции, которые обладают высокими методологическими качествами. Г.Ф. Уфимцев неоднократно упоминает их важные, основополагающие концепции В.М. Дэвиса и В. Пенка, работающие и всегда демонстрирующие свою созидательность вот уже в течение века и более. Это - географический цикл В.М. Дэвиса и предгорная лестница В. Пенка. Уфимцев писал, что базирующиеся на них глобальные обобщения, например, Л. Кинга... и сейчас оказываются более востребованными, чем аналогичные геологические работы (Э. Зюсса и др.), которые не пробились в современность через череду то фиксизма, то мобилизма.

Земная поверхность и ее рельеф. Трехликость земной поверхности по мнению ученого переходит в трехликость рельефа и морфогенеза. Рельеф подводный и подледный вырабатывается и функционирует в постоянных «климатических» условиях, а вот рельеф субаэральный всегда подвергается воздействию сезонных процессов: в средних и высоких широтах он практически «отдыхает» в зимний сезон, а в тропиках и субтропиках находится под влиянием череды сухих и дождливых сезонов. Главными или крупнейшими элементами рельефа земли в его иерархической структуре являются три глобальные ступени: материковая, океаническая и особенная – переходная, средний батиметрический уровень которой соответствует днищам глубоководных котловин окраинных и

средиземных морей. На Земле также существует триада уровней морфогенеза: базисный, подбазисный и надбазисный. Базисный уровень морфогенеза опирается на уровень Мирового океана, а его региональные составляющие – на уровни эрозии и денудации, привязанные к водным потокам или уровням озер. Подбазисный уровень – дно Мирового океана с горными хребтами, островными горами – вулканами, гайотами и атоллами. Надбазисный уровень – это известный, но мало изученный вершинный уровень, который в свое время рассматривал К.К. Марков.

Рельеф и геологическая структура, коррелятные отложения. По Г.Ф. Уфимцеву коррелятные отложения – это геологические тела, возникшие одновременно с формами рельефа и за счет одних и тех же или сопряженных процессов. Он разработал принципы, типизацию и характеристику их выделения. *Принципы:* 1. одноранговость или соразмерность форм рельефа и геологических тел, 2. подобие границ геологических тел и граней рельефа и 3. системность или геолого-геоморфологические связи. *Типизация:* собственно коррелятные и синхронные; выполняющие отложения и строящие отложения; фиксирующие отложения. *Характеристика:* 1. слоистость, 2. более молодой геологический возраст, чем образования, слагающие скульптурные формы. 3. направления падения границ коррелятных отложений и наклонов граней близки.

Возраст рельефа. Г.Ф. Уфимцев изучил философские аспекты проблемы времени и выделил два его аспекта: длительность и событийность, а также два подхода к решению проблемы времени в теоретической геоморфологии: 1. рельеф и морфогенез в пространстве и времени, то-есть физическое или геологическое время (время Ньютона); 2. пространство-время рельефа и морфогенеза (концепция времени Лейбница). Г.Ф. Уфимцеву удалось создать классификацию видов времени рельефа: А. Абсолютное время рельефа, в котором различаются *геологическое* время в форме стратиграфической последовательности или реконструированное время в форме геохронологической шкалы и *физическое* время. Б. Относительное время рельефа: относительный возраст рельефа (время Дэвиса) и собственное время рельефа (морфологическая последовательность).

Проблема пространства и времени в геоморфологии. Пространство-время рельефа земной поверхности – это мир его изменений и состояний, это, в сущности, представление о пространственно-временной структуре рельефа. «Понятийно-терминологическая система для описания последней (структуры – В.Ч.) может быть развернута на базе следующих фундаментальных понятий: 1. пространственная организованность; 2. иерархическая последовательность; 3. морфологическая последовательность; 4. генезис рельефа» (там же, с.102).

Генезис рельефа. Г.Ф. Уфимцев пишет, что при использовании понятия о генезисе «ясно проступает его комплексный или единый пространственно-временной смысл. Генетические свойства рельефа прямо высвечиваются из его морфологии и структурных отношений форм... В не меньшей мере в понятие о генезисе рельефа вложен временной смысл. Последнее обусловлено, во-первых,

общностью методов установления генезиса форм рельефа и их временных характеристик. Во-вторых, генезис форм рельефа всегда проявляется в тесной связи с их эволюцией, историей развития вообще. Уфимцев считал, что в понятие о генезисе рельефа земной поверхности мы вкладываем не представление о его происхождении, а наше понимание рельефа. В широком смысле понятие о генезисе рельефа направлено, пусть и в неявной форме, на характеристику о п р е д е л е н н о с т и (детерминированности) в пространственно-временной структуре рельефа. Понятие генезиса ученый считал одним из определяющих и одновременно неизученных в его теоретическом содержании.

Геоморфологическая конвергенция означает, что морфологически одинаковые формы рельефа могут иметь различное происхождение. Уфимцев считал, что можно говорить о том, что конвергенция является фундаментальным свойством земной поверхности, что рельеф – океан геоморфологической конвергенции, которая в его морфологии и структуре обнаруживается с удивительным постоянством.

Большое внимание он уделял вопросам организации науки – от проведения многочисленных конференций в рамках Забайкальского филиала ГО СССР в Чите до периодических “Флоренсовских чтений” по главным проблемам современной геоморфологии в Иркутске, совместно с Институтом земной коры СО РАН, Геоморфологической Комиссией РАН и позже Ассоциацией российских геоморфологов. Г.Ф. Уфимцев был непререкаемым, активным участником всех Пленумов Геоморфологической Комиссии РАН.

В последние годы Г.Ф. Уфимцев уделял особое внимание разработке экологических и социальных проблем современной геоморфологии и физической географии. Он – один из инициаторов разработки нового научного направления – эстетической геоморфологии, рассматривающей сложные влияния рельефа земной поверхности на элементы культуры этносов. Направления, призванного увидеть Прекрасное в окружающих морфологических ландшафтах, увидеть и использовать для улучшения жизни Человека.

Особое место в научной деятельности Г.Ф. Уфимцева занимала популяризация научных знаний и описание памятников природы. Его научно-популярные публикации почти ежегодно в течение последних лет отмечались премиями Российского фонда фундаментальных исследований. За заслуги в этой области Геннадий Феодосьевич был удостоен Почетного диплома РАН. Он оставил нам богатое научное наследие – более 700 научных работ, включая 12 монографий.

Г.Ф. Уфимцев был председателем и основателем Ассоциации геоморфологов России и национальным делегатом в Международной геоморфологической ассоциации; создателем и организатором Иркутского семинара по проблемам теоретической геоморфологии им. Н.А. Флоренсова; членом Бюро Геоморфологической комиссии РАН; членом редколлегии академического журнала “Геоморфология” и еще двух редколлегий академических журналов. В нашем журнале Г.Ф. Уфимцев был постоянным автором и активным рецензентом.

Г.Ф. Уфимцев активно участвовал в подготовке научных кадров, читал курсы лекций по геоморфологии и четвертичной геологии в Иркутском государственном и в Иркутском педагогическом университетах, а также в вузах Китая. В 1998 г. ему было присвоено звание профессора. Всего им подготовлено 10 кандидатов наук. Геннадий Феодосьевич принимал активное участие в работе Геоморфологической Комиссии РАН, не был исключением и XXXII Пленум комиссии в г. Саратове в сентябре 2013 г. Во время перерывов его можно было видеть увлеченно рассказывающим геоморфологические сюжеты саратовским студентам, окружавшим его плотным кольцом... Общаясь с молодыми геоморфологами, он сам становился моложе, у него чаще мелькала мальчишеская улыбка, свойственная ему в ранние годы... Ему было, что рассказать молодежи.

Работы Геннадия Феодосьевича многократно отмечались наградами и грамотами различных уровней, в том числе Золотой медалью им. Н.М. Пржевальского РГО в 1994 г., Почетным дипломом Забайкальского филиала Географического общества СССР, Дипломом участника программы “300 лучших учебников для высшей школы в честь 300-летия Санкт-Петербурга”, Благодарностью Президиума РАН (1999), Почетной грамотой СО РАН (1997), Почетной грамотой РАН и профсоюза РАН (2004), Почетным дипломом президиума РАН за работы по популяризации науки (2004), Почетным знаком СО РАН “Серебряная Сигма” (2007), Почетной грамотой РАН (2009), Почтенной грамотой Губернатора Иркутской области (2012) и Юбилейной медалью “В память 350-летия Иркутска” (2012). Геннадию Феодосьевичу было присвоено звание “Заслуженный ветеран СО РАН” (1997).

Приведенный перечень его заслуг и наград велик, но не может затмить светлый облик этого замечательного, яркого человека. Он прожил славную и большую жизнь, полную путешествий и приключений, встреч и расставаний, полную замечательных планов и надежд на будущее. Его труды – пример многим геоморфологам.

АРИДНАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЯ, ЕЕ СМЫСЛ И СОДЕРЖАНИЕ

Чичагов В.П.

Институт географии РАН, Москва, Россия, chichagov@mail.ru

ARID GEOMORPHOLOGY, ITS POINT AND SUBJECT-MATTER

Chichagov V.P.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, chichagov@mail.ru

В истории нашей замечательной науки – геоморфологии много славных имен, немало классиков, создавших современную геоморфологию. Их славному племю достойно продолжал замечательный геолог и геоморфолог, горный инженер Геннадий Феодосьевич Уфимцев. Он считал, что объектом геоморфологии является рельеф земной поверхности и предложил развернутую схему науки, включая геоморфологию. Он писал: ее « о б ъ е к т ь е с т ь некая реальность, которая изучается в рамках конкретной науки; п р е д м е т ь е с т ь знания об этой реальности..., задачей науки является изучение объекта с ц е л ь ю получения предмета о нем. М е т о д ы науки целиком ориентированы на изучение объекта, а с р е д с т в а ее являются совокупностью способов хранения и последующего использования знаний» [1, с.7]. И далее: « г е о м о р ф о л о г и я изучает рельеф земной поверхности (верхней поверхности литосферы) и корреляционные ему отложения с целью установления его пространственно-временной структуры и развития и выработки рекомендаций для его рационального использования» [1, с.8]. Согласно его представлениям геоморфология делится на теоретическую, региональную и прикладную; в истории геоморфологии сменялись морфологическая, морфогенетическая и морфохронологическая, наконец, ныне морфодинамическая парадигмы. Г.Ф. Уфимцев справедливо считал, что «образно говоря, парадигмы - временные узелки на шнурке истории геоморфологии» [1, с.13], только отдельные из них, такие как географический цикл В.М. Дэвиса и концепция предгорной лестницы В.Пенка «оказывают постоянное воздействие на геоморфологическую мысль» [1, с.13], не теряют со временем смысл и проходят через всю историю геоморфологии. Приведенные представления используются и развиваются нами в аридной геоморфологии. Наибольшую роль в ее подготовке сыграли геоморфологические исследования аридного рельефа отечественных ученых, начиная с конца XIX и начала XX вв. – Н.М. Пржевальского с соратниками и В.А. Обручева, а из зарубежных ученых Ф. Рихтгофена, Й. Вальтера и З. Пассарге и ряда других. Особенно важными оказались результаты теоретических работ 1905 и 1930 гг. В.М. Дэвиса [2, 3] и 1948 и 1958 гг. Б.Л. Личкова [4, 5]. Первое обобщение полученных автором геоморфологических материалов по аридной геоморфологии широтного афроазиатского аридного пояса [6] и содержание серии последовавших за ним статей 2011-2016 гг. позволили сформулировать суть аридной геоморфологии. Ветро-

вая деятельность проявляется практически повсеместно на Земле и на других планетах, но формирует эоловый рельеф при стечении ряда факторов; является единственным земным экзогенным фактором, выходящим за пределы нашей планеты и связывающим ее с Космосом. Она принимает активное и постоянное участие в развитии природных процессов на Земле, создает разнообразный эоловый аккумулятивный и дефляционный рельеф. Эоловые процессы достаточно полно отражаются в рисунке песчаного рельефа крупных аридных равнинных территорий. Дефляция и эоловая аккумуляция создают серию специфических эоловых морфодинамических систем, существенно отличающихся от морфосистем других типов. Они всегда открыты, постоянно динамичны, имеют разную величину, несимметричны и могут быть разновозрастными. Общим для них является формирование эолового рельефа в результате деятельности литодинамических потоков. В регионах аридного рельефообразования эти потоки связаны как с постоянной деятельностью ветра, так и с эпизодическими, но мощными водными потоками; на равнинах они имеют линейное и концентрическое, круговое развитие, характеризуются восходящей и нисходящей направленностью, не считаясь с уклонами местности. Эоловый процесс осуществляется в результате двух типов переноса вещества – площадного и потокового при преобладании последнего. Потоки гумидного типа преимущественно развиваются в соответствии с морфоструктурными условиями, имеют водный генезис и отличаются нисходящим развитием. Особенно резко эоловый процесс отличается от других своей независимостью от гравитационного поля Земли. В зависимости от подстилающего субстрата процесс может транспортировать обломочный материал различной крупности от небольших глыб скальных пород до обломков, щебня, гравия, песка и лёссовой пыли. Эоловый процесс имеет пульсирующий характер. Механизмы пульсации могут быть различными по длительности периодичности, но наиболее действенным в формировании эолового рельефа служит ураганный. Он является единственным, незамедлительно реагирующим на внешние, климатические, в частности циклические изменения. Наиболее крупные песчаные пустыни приурочены к крупным пологим впадинам исходного рельефа. Намечается схема формирования песчаных пустынь: создание исходных впадин, заполнение их эоловыми песками, потеря ими способности однонаправленного перемещения и приобретение возвратно-поступательного, колебательного движения в пределах созданных ранее впадин. Эоловый процесс взаимодействует с другими экзогенными процессами, наиболее тесно проявляясь с флювиальными. Следствием всюдности процесса является его проявление в моделировке горного, холмистого и равнинного рельефа, причем намного лучше изучен последний. В аридных и экстрааридных регионах широким распространением пользуется сеть временных потоков, которые моделируются постоянно проявляющимися эоловыми процессами. Аридная зона характеризуется крупными, специфическими реками. Эти редкие, крупные образования сохранились ныне не все, их отдельные представители ныне текут в виде крупных подземных рек. Эоловый процесс характеризуется

катастрофическим проявлением в береговой зоне моря. Наконец, в формировании аридного эолового рельефа огромную роль на протяжении последних пяти тысяч лет играет антропогенная деятельность. Приведенные краткие данные имеют общее значение и рассматривались нами как своеобразные законы или закономерности аридной геоморфологии [7]. Остановимся на этом сложном и недостаточно изученном в геоморфологии, важном в теоретическом отношении, но дискуссионном вопросе.

В 50-70-е годы прошлого века мне довелось работать с великим российским ученым – выдающимся теоретиком географии, ландшафтоведения Д.Л. Армандом в Институте географии АН СССР. В отличие от широко распространенных представлений в энциклопедических изданиях о сходстве, вплоть до идентичности законов и закономерностей, он провел фундаментальное исследование основных вопросов теории ландшафтоведения и пришел к ряду новых выводов: 1. «з а к о н п р и р о д ы - это правило, гласящее, что если в природе существует некоторая элементарная ситуация, то из нее неизбежно вытекает определенное следствие» [8, с.37.]. 2. «п р и р о д н а я з а к о н о м е р н о с т ь – это правило, гласящее, что если в природе создается некоторый комплекс условий (сложная ситуация), то из него неизбежно вытекает определенное следствие. Разница между законом и закономерностью таксономического порядка. Закономерность ниже рангом, чем закон» [8, с.39]. 3. законы природы не являются предметом географических наук. 4. физико-географическая наука как наука комплексная изучает только природные закономерности. Это относится и к отраслевым наукам, (включая, по-видимому, геоморфологию), поскольку они изучают частные комплексы. 5. «к закономерностям относятся только высказывания, содержащие или подразумевающие импликацию («если..., то»)). Объекты достоверного знания (факты) не являются закономерностями» [8, с.45-46], 6. закономерности бывают эмпирическими, гипотетическими и теоретическими. 7. «теоретическая форма закономерности есть высшая форма знания» [8, с.46]. При этом широко известно мнение о временном характере законов, об относительности законов во времени и пространстве [9,10]. «Законы не выражают специфики отношений, существующих в природе, они в большой мере допускают идеализацию, закономерности всегда конкретны» [9]. Законы, являющиеся элементом теории не поддаются выведению чисто индуктивным путем. «На опыте можно проверить теорию, но нет пути от опыта к построению теории», - писал А. Эйнштейн [11]. (Об преходящем характере законов, изменчивости их во времени законов писал еще в XVI в. М. Монтень [12]). Трудно не согласиться с приведенными данными Д.Л. Арманды. Они представляют большую ценность для нашей геоморфологии, но созданы для другой, комплексной науки – физической географии. Мы продолжаем изучать и стараемся применить приведенные им данные к аридной геоморфологии и к геоморфологии общей. В настоящее время продолжаем использовать термин «геоморфологический закон» в традиционном понимании, так, как его понимал в частности Б.Л.Личков [4].

Эту работу мы начали с воспоминаний о замечательном современном российском геологе-геоморфологе, горном инженере, моем друге Г.Ф. Уфимцеве, безвременно ушедшем от нас в 2013 г., а закончили представлениями выдающегося ученого Д.Л. Арманда, который, будучи инженером по образованию, пришел в географию и стал теоретиком ландшафтоведения. Появление этих двух сильно различающихся ученых в нашей работе знаменательно, т.к. они представляют геологическую и геоморфологические ветви нашей науки – геоморфологии. Геоморфология, как известно, возникла и формируется на грани этих наук о Земле.

Литература

1. Уфимцев Г.Ф. Очерки теоретической геоморфологии. 1994. Новосибирск: Наука. 123 с.
2. Дэвис В.М. Географический цикл в аридном климате / Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. М.: ИЛ. 1962. С.38-56.
3. Дэвис В.М. Каменистые поверхности в аридном и гумидном климатах / Дэвис В.М. Геоморфологические очерки. М.: ИЛ. 1962. С. 420-454.
4. Личков Б.Л. Основные законы развития рельефа земного шара // Труды II Съезда Всесоюзного Географического Общества. 1948. Т.2. С 67-81.
5. Личков Б.Л. О времени создания на Земле современных пустынь и о времени проявления в них древних окологорных аллювиальных размывов и окологорных артезианских бассейнов // Геол. сб. Львов. Геол. об-ва. 1958. № 5-6. С. 510-518.
6. Чичагов В.П. Аридные платформенные антропогенные равнины. М.: Научный Мир. 2010. 520 с.
7. Чичагов В.П. О законах аридной геоморфологии // Геоморфология. 2016. №2. С. 3-17.
8. Арманд Д.Л. Наука о ландшафте (основы теории и логико-математические методы). М.: Мысль. 1975. 287 с.
9. Голованов В.Н. Законы в системе научного знания. М. 1970. 166 с.
10. Амбарцумян В.А., Казютинский В.В. Методология и логика развития современного естествознания // Вестн. АН СССР, 1971, №3. С.61-82
11. Эйнштейн А. Собрание научных трудов. Т.IV. 1968. 372 с.
12. Монтень М. Опыты. М.: ЗАО «ОЛМА Медиа Групп». 2011, 304 с.

**РЕЧНОЙ БАСЕЙН КАК ФОРМА РЕЛЬЕФА:
ЕГО ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ**

Шмыков В.И.

Воронежский государственный педагогический университет, Воронеж, Россия,
shmykov1949@mail.ru

**RIVER BASIN AS A FORM OF RELIEF:
ITS ORIGIN AND CURRENT RELIEF-FORMING PROCESSES**

Shmykov V.I.

Voronezh State Pedagogical University, Voronezh, Russia, shmykov1949@mail.ru

Речные бассейны в последнее время становятся объектами географических исследований. Традиционно в гидрологии, где бассейн реки рассматривается как водосборная поверхность, определяющая объем стока, характер водного режима и др. гидрологические характеристики стока, твердого стока и стока веществ. Особое место занимает эрозионное направление в исследовании речных бассейнов Н.И. Маккавеевым, Р.П. Чаловым и др [1, 2]. Но и в этом случае, бассейн не является предметом исследования. В геоморфологии речной бассейн, начиная с Д. Девиса до И.С. Щукина, также не входил в сферу детальных исследований.

Еще совсем недавно свойства речных бассейнов и их гидрофизические и морфометрические характеристики давались преимущественно в тех работах, которые были посвящены речному стоку. Одной из главных тем и целей исследований этого типа являлось стремление дополнить те гидрологические работы, которые проводились на гидрологических постах. Известно, что густота этих постов была не велика. И малые реки гидрологическими измерениями были слабо охвачены. Эти работы получили развития после того, как Р. Хортону удалось найти законы, которые заметно уточняли представления об особенностях влияния строения бассейнов на поверхностный сток [2]. Работы этого типа были продолжены Н.А. Ржанициным, И.Н. Гарцманом, Л.М. Корытным, и др. В геоморфологии эти работы вызвали меньший интерес. Но ряд специалистов искали и находили те связи, которые уточняли геоморфологические знания в области флювиальной геоморфологии. В 1970-90-е годы заметный вклад в представления об устройстве речных бассейнов внесли первые работы под научным руководством Ю.Г. Симонова, которые были связаны с внедрением системных исследований в геоморфологические методики [4].

И это происходило в те годы, когда в геоморфологии большинство исследований опиралось на историко-генетическую парадигму. В геоморфологии в 1970-90-е годы в бассейнах изучались история отдельных форм рельефа и их элементов и форм рельефа (оврагов и балок, пойм, речных террас, истоков и дельт). Главным объектом исследования длительное время оставались речные

долины и их история. Возникновение речных долин в этих работах еще не завершилось соответствующими классификациями. И, вероятно, трудно было представить речные бассейны формами рельефа. Трудно было выстроить иерархию форм, а без этого нельзя было представить геоморфологические исследования речных бассейнов. Их в те годы относили к морфометрическим объектам. И тут сразу же барьером возникал «принцип конвргенции рельефа». Он был принят геоморфологами всего мира и в нем четко утверждалось, морфометрия рельефа (в силу конвергентности рельефа) просто не могут хранить в себе историко-генетическую информацию. А если принять, что любой из бассейнов можно рассматривать как форму рельефа по аналогии с другими формами как ложбина, балка, долина, то тогда к ним можно использовать историко-генетический подход. Бассейны, как и другие формы рельефа, не могут не иметь иерархического ряда соподчиненности. Эта идея была заложена еще в работах Р. Хортон (1948), но нее в те годы не обратили внимания и она не получила своего развития.

Если рассматривать речной бассейн как форму рельефа, то наиболее простые бассейны малых порядков, имеющие и малые размеры, возникают на вторичных склонах. Условия возникновения рек (наличие водного потока, уклоны поверхности, характер грунтов и т.д.) достаточно изучены в динамической геоморфологии [1, 2]. Малые эрозионные формы возникают достаточно быстро, и время их существования может быть в историческом плане небольшим. Т.е., история их возникновения короткая и определение возраста достаточно простая задача. Для этого нужно определить возраст коррелятивных им аккумулятивных тел.

Крупные бассейны возникают на материковых склонах. Образование их начинается с момента выхода территории из-под уровня регрессирующего морского бассейна. Возникающие, при наличии достаточного для организации линейного стока, водотоки развиваются трансгрессивно вслед за отступающим морем. По мере удлинения субазрального склона, в результате действия избирательной эрозии реки сливаются и образуют более крупные водотоки. Соответственно, наращивается и водосбор речной системы, формируется речной бассейн. Морфология бассейна, возникающего на материковом склоне, формируется экзогенными процессами, но их интенсивность определяется эндогенными процессами. В геоморфологии при оценке происхождения и развития формы рельефа обычно рассматривают форму, как результат взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Поэтому и происхождение речного бассейна как формы рельефа нужно рассматривать как результат взаимодействия этих процессов данной территории.

Главным условием образования бассейна является выход суши из-под уровня моря, т.е. при регрессии моря. Регрессии и трансгрессии моря обычно связывают с проявлением тектонических движений земной коры [5]. Гидрокрайические изменения уровня моря, например, при оледенении или таянии льдов имеют колебания, не выходящие за сотню метров, вследствие этого оказывают вли-

яние на бассейны низменных равнин. А реальные амплитуды колебаний, к примеру, на Русской равнине достигали несколько сотен метров. Поэтому главной причиной осушения континентального склона могут служить только тектонические движения. На вышедшем из под уровня моря острове суши, при наличии осадков возникает поверхностный сток, который согласно избирательной денудации формирует водотоки. При небольших размерах возникают малые водотоки, имеющие временный сток и формируются конуса выноса. Так образуются бассейны малых порядков. При увеличении длины осушающего склона бассейны далее развиваются трансгрессивно вслед за отступающим морем. При этом происходило объединение бассейнов малых порядков в более крупные. Чем длиннее склон, тем вероятнее образование более крупных бассейнов. На начальном этапе главный водоток может врезаться ниже уровня грунтовых вод и переходит в стадию реки. Крупные реки образуются при дальнейшем увеличении длины склона и увеличения размеров за счет слияния смежных бассейнов. Новый главный водоток может вскрывать и межпластовые воды и переходит устойчиво в состоянии постоянного водотока и т.д.

Среди экзогенных факторов для формирования бассейнов важен режим осадков. Чем интенсивнее выпадают осадки, тем выше вероятность появления эрозионных форм: оврагов, балок, речных долин. Р. Хортон (1948) показал, размеры бассейнов связаны с количеством выпадающих осадков. Чем больше выпадает осадков, тем меньше площадь бассейнов малых порядков. Т.Ю. Симонова отмечает влияние увлажнения на устройство речных бассейнов до 6-х – 8-х порядков [6]. Режим выпадения осадков, увлажнения является важным фактором возникновения и развития речного бассейна.

Центральным вопросом о местоположении водотоков является представление об избирательной денудации. Руслу закладываются в тех местах, которые поддаются размыву текучими водами. В них или выветривание идет быстрее, или зона сложена более тонким материалом, более подвижным, и как следствие в ней происходит большой вынос материала эрозией. Избирательная денудация зависит от состава и трещиноватости пород. Противозэрозионная устойчивость слагающих склон пород определяется их составом и макроструктурой (степенью дезинтеграции в тектонических зонах повышенной трещиноватости) [7]. Известно, что меньшей противозэрозионной стойкостью отличаются алевритистые, песчаные, глинистые грунты. Мелкообломочные породы являются преобладающими в субаквальной зоне. Начало размыва мелкообломочных пород (алеврит, песок) при интенсивности дождя 0,001 м/сек в современных условиях увлажнения территории бассейна Дона может наблюдаться при углах наклона от 0,5 до 1°, для глинистых при 7-8° [7].

Приуроченность русел рек, по крайней мере крупных, к зонам трещиноватости не вызывает сомнений [8, 9]. Время и место заложения гидрографической сети определяется возрастом и структурой водосборных систем, пространственно сопряженных с зонами разломов и повышенной тектонической трещиноватости в пределах областей питания и разгрузки поверхностных и особенно

- подземных вод. Доказывается чрезвычайно длительное и унаследованное развитие основных направлений современного речного стока в соответствии с развитием главнейших морфоструктурных перекосов. Крупные гидрографические системы приурочены к трансрегиональным глубинным разломам земной коры. Тектоническая трещиноватость, обуславливающая высокую степень избирательной денудации, обычно связана с открытыми или открывающимися трещинами. Тектоническая фаза, которая приводит к раскрытию трещин связана с поднятием территории. Поднятия, связанные с положительными движениями платформенной плиты, создают предпосылки для раскрытия трещин из-за процессов бокового отпора. Там где раскрываются трещины, там меньше устойчивость к размыву, туда стекает больше воды, там появляется постоянный сток и в этой зоне создаются условия для размыва. Чем длиннее трещина, чем шире зона трещиноватости, тем длиннее водоток, и больше его порядок, а следовательно, больше и порядок бассейна [8]. Это позволяет говорить о том, что речной бассейн представляет собой сложную форму рельефа, которая образуется в результате взаимодействия экзогенных и эндогенных сил. Как форма речной бассейн проявляется в результате денудации верхних слоев пород, слагающих склон, перемещении вещества размытых грунтов на базисный уровень склона флювиальными процессами. Поэтому речной бассейн большинство исследователей относят к экзогенным формам рельефа. Подводя итог сказанному, можно сделать вывод, что речные бассейны как сложные формы рельефа относятся к классу форм денудационного происхождения, а по ведущему агенту денудации их нужно относить к группе форм флювиального происхождения.

Бассейн р. Дон является одним из крупных речных бассейнов Русской равнины. На южной покатости Русской равнины он занимает центральное положение между бассейнами р. Волга с востока и бассейна р. Днепр с запада, но в отличие от соседних бассейнов, не выходит на главный водораздел Русской равнины. С севера и востока бассейн граничит с бассейном р. Волга, с запада – с бассейном р. Днепр. Бассейн р. Дон в иерархии бассейнов является бассейном второй генерации и имеет меньшую площадь водосбора и меньший порядок. Бассейны третьей генерации имеют уже значительно меньшую площадь и малые порядки. Положение бассейна р. Дон на южной покатости Русской равнины говорит о более позднем его формировании, нежели смежных более крупных бассейнов рек Волга и Днепр. Он не выходит своими верховьями на главный водораздел и освоение этой части материкового склона шло позднее, чем у главных рек. Согласно трансгрессивному развитию бассейнов на материковом склоне вслед за отступающим морем, еще позднее образовались бассейны на фасетках третьего нижнего уровня. Это реки южного склона Донецкого Кряжа. Бассейны этих рек имеют существенно меньшую площадь, отличающуюся на порядки, и соответственно более молодой возраст, т.к. образовались в более позднюю стадию регрессии моря. Аналогов, подобных южной покатости Русской равнины, нет в пределах умеренного пояса ни в Евразии, ни на других континентах. Это подчеркивает значение тектонических и геологических усло-

вий при формировании главных речных бассейнов платформенных равнин. Они определяют высоту и размеры приводораздельных склонов бассейнов, на что справедливо указывал положение основных рек, а также определяют структуру бассейнов. Формирование осадочного чехла Русской платформы происходило начиная с раннего палеозоя, и связано с чередой последующих трансгрессий верхнепалеозойских морей. Согласно принятой нами концепции, образование бассейна может начаться только с выходом субаквального склона в результате регрессии моря. Большая часть территории Воронежской антеклизы имела общий наклон территории на север, северо-восток. В этом направлении развивались и речные бассейны, что подтверждается палеогеографическими данными [10].

Возникновение Донского бассейна началось после регрессии верхнемелового морского бассейна на Русской равнине. В верхнем мелу произошла существенная структурная перестройка территории, она приобрела общий наклон на юг-юго-восток за счет прогиба коры в Днепровско-Донецкой впадины. Первые острова суши начали появляться уже в сантоне, поэтому можно считать это время началом образования первых рек на территории современного бассейна. В самом конце мелового времени море отступило значительно на юг, и в период континентального развития склона возникали, в том числе, большие речные бассейны. Их, как правило, должно быть несколько на этом склоне. Бассейны, как формы рельефа, должны были формировать коррелятные им дельтовые отложения. Последующая, эоценовая трансгрессия моря существенно переработала относительно слаборасчлененный рельеф, но только нижней части бассейна. А верхняя часть, образовавшаяся в меловое время, продолжала существовать, но в виде средних и малых бассейнов. Следы отложений, похожие на дельтовые, находили на границе палеогеновых морей [11]. Большие бассейны начали вновь формироваться только с регрессией нижнемиоценового моря. В это время бассейн снова трансгрессивно развивался, перемещались и дельты к новым границам моря. Последняя трансгрессия в плиоцене была незначительна, и затронула только низовья бассейна. По главным рекам вероятнее всего до 52° с.ш. проникали соленые морские воды в результате ингрессии, и существенного воздействия на структуру рельефа не оказало. К голоцену бассейн р. Дон существовал как сложная форма рельефа, сформировавшаяся на южной покатости Русской равнины. Донское оледенение затронуло верховья бассейна (450-650 тыс. лет назад). В результате резко увеличилась площадь водосбора. Сформировались новые каналы стока талых вод, фрагментами этих каналов, свидетельством чего служат Воронежский Оз и Цнинский Вал. После серии оледенений произошла перестройка речной сети, и верховья Дона были отсечены. Выделился самостоятельный бассейн р. Оки, а река Ока изменила южное направление на восточное к р. Волге. Кривцов В., исследуя геоморфологию района, объясняет изменение направления тектоническими причинами [12]. Т.о. речной бассейн, как сложная форма рельефа, образуется и развивается в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов, как и обычная денудационная форма

рельефа.

Вывод. Большой бассейн является сложной, отрицательной формой рельефа образующийся на материковом склоне. Ведущими процессами являются денудация и тектоника, которая контролирует темпы денудации, положение, по крайней мере, главных рек.

Литература

1. Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М., 1955. 343 с.
2. Чалов Р.С. Географические исследования русловых процессов. М., 1979. 232 с.
3. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. М., 1948. 158 с.
4. Симонов Ю.Г. Речной бассейн и бассейновая организация географической оболочки // Эрозия почв и русловые процессы. М., 2003. Вып.14. С. 7-32.
5. Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М., 1948. 344 с.
6. Симонова Т.Ю. Влияние климата и тектоники на строение бассейнов крупнейших рек Северной Евразии: автореф. дис. канд.географ. наук. М., 1992. 20 с.
7. Трегуб А.И. Неотектоника территории Воронежского кристаллического массива // Труды НИИ Геологии ВГУ. Вып.9. Воронеж, 2002. 220 с.
8. Раскатов Г.И. Геоморфология и неотектоника территории Воронежской антеклизы. Воронеж, 1969. 162 с.
9. Худяков Г.И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока: Вопросы теории. М., 1977. 256 с.
10. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и её геосинклинального обрамления. М. 1: 5 000 000. М.-Л., 1961. Ч.2. Л.65-69
11. Семенов В.П. Палеоген Воронежской антеклизы. Воронеж, 1965. 279 с.
12. Кривцов В.А. Особенности строения и формирование рельефа на территории Рязанской области. Рязань, 2006. 279 с.

ГЛАВА 2
ГЕОМОРФОЛОГИЯ КРЫМСКОГО РЕГИОНА

**К ВЫЯВЛЕНИЮ ГИПОГЕННОГО КАРСТА
НА ГЛАВНОЙ ГРЯДЕ КРЫМСКИХ ГОР⁷**

Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, lks0324@yandex.ru

**TOWARDS IDENTIFYING HYPOGENE KARST
ON THE MAIN RIDGE OF THE CRIMEAN MOUNTAINS**

Amelichev G.N., Timokhina E.I., Tokarev S.V.

Taurida Academy of the V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol,
Russia, lks0324@yandex.ru

За последнее десятилетие в карстологических исследованиях, проводившихся в Крыму, сделан значительный научный прорыв. Он связан с рядом крупных открытий, решающих проблемы происхождения и эволюции карстово-водоносных систем предгорной и равнинной части полуострова, а также существенно проясняющих роль гипогенного карста в развитии современного рельефа региона [1, 2]. Кроме того, «критическая масса» предпосылок смещения научных исследований этого направления в горы создавалась под влиянием новейшей структурно-геологической модели эволюции Крыма [3], благодаря применению уникальных методик датировки натечных образований [4, 5] и выявления изотопно-геохимических изменений в стенках пещерных каналов, связанных с циркуляцией глубинных флюидов [6, 7]. Первые шаги по расширению границ применения концепции гипогенного карста были предприняты авторским коллективом в 2014 г. [8].

Создававшаяся изначально для платформенных территорий с артезианским типом водообмена концепция гипогенного карста полностью оправдала себя не только в Равнинном Крыму, но и в переходных (от платформенных к складчатым) условиях предгорья. Более того, многие положения концепции позволяют в новом свете объяснить происхождение и развитие крупных карстовых полостей на Главной гряде Крымских гор, понять механизмы их функционирования и эволюционирования, не поддающиеся внятной трактовке в рамках традиционной преимущественно эпигенной теории спелео- и карстогенеза. Поэтому цель данного сообщения – постановка проблемы гипогенного карста для горной

⁷ Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и Совета Министров Республики Крым в рамках научного проекта (15_45_01050)_р_юг_a

части Крыма, а также обзор и первичная оценка его индикаторов, имеющих здесь.

В рамках обозначенной выше концепции, гипогенный спелеогенез рассматривается как развитие карстовых полостей и каналов под влиянием растворяющего воздействия восходящих вод в напорных водообменных системах, связанных с удаленными, отделенными (слабопроницаемыми толщами) или внутренними источниками питания [9]. Поэтому задача идентификации гипогенного карста в Горном Крыму сводится к выявлению свидетельств восходящих потоков, сформировавших его, и показу отсутствия прямых парагенетических связей гипогенных форм с рельефом и местным нисходящим питанием с поверхности. Как в случаях с Равнинным и Предгорным Крымом итоговим результатом карстолого-спелеологических исследований в Крымских горах должна стать максимально полная реконструкция характера и свойств спелеогенерирующей водообменной системы, ее эволюции в целом, а также условий и факторов спелеогенеза на отдельных этапах развития. Важным интегрирующим звеном спелеогенетических построений является восстановление гидрогеологических функций каналово-полостных систем и их морфоскульптурных элементов. Такой подход позволяет полнее и быстрее выявить скрытые в мозаичном размещении гипогенных объектов региональные закономерности формирования морфологических комплексов, связанных с восходящими потоками, вплотную подойти к прогнозированию карстовых форм глубинного происхождения.

Для идентификации гипогенного карста на Главной гряде необходимо использовать комплексный подход, включающий применение следующих групп критериев: 1) гидростратиграфических, палеогидрогеологических, палеогеографических и геоморфологических; 2) спелеоморфогенетических (структура и мезоморфология каналово-полостных систем); 3) спелеоседиментологических, минералогических и изотопно-геохимических [2].

Применение критериев первой группы позволяет выявить общие черты организации геогидродинамических систем карста Главной гряды, их положение среди региональных гидрогеологических структур, а также палеогеографические изменения этой организации под влиянием тектонических и геоморфологических факторов. Важное место при этом уделяется гидростратиграфии растворимой и соседствующих толщ, характеру и распределению сквозьформационных структур проницаемости, истории тектонической активности и этапам геоморфологического и гидравлического раскрытия напорных систем циркуляции подземных вод. При использовании геоморфологического анализа выявляются прямые или опосредованные связи карстовых форм с современным рельефом. Отсутствие таких связей является важным индикатором гипогенной природы карстопроявлений.

Спелеоморфогенетические методы позволяют идентифицировать генезис и функциональную принадлежность многих форм каналово-полостных систем. Специфика водообменных процессов, особенности напорной гидравлики и кинематики растворения при восходящей фильтрации через разнопроницаемые

слои и толщи ведут к формированию типичной, хорошо узнаваемой в разных регионах, морфологии гипогенных полостей (однообразии размеров, контуров и пространственной ориентации пустот, наличие восходящих питающих каналов в полу галерей различных ярусов, обилие «слепых» тупиков, ственных желобов и ниш, потолочных куполов и арок конвекционного происхождения). Совместно с данными по гидростратиграфии, условиями залегания и трещиноватости пород это дает ключ к реконструкции структуры каркаса преимущественной фильтрации в период формирования полостей и их функциональных ролей в этой структуре.

Генетическая диагностика карста на Главной гряде может быть осуществлена с помощью спелеоседиментологических, минералогических и изотопных индикаторов. В ходе гипогенного спелеогенеза формируются хорошо сортированные глинистые водно-механические отложения автохтонного и аллохтонного происхождения. На стадии пассивного развития или затухания гипогенных систем происходит отложение фреатического и гидротермального кальцита, а также образование специфических пещерных минералов, связанных с деятельностью глубинных флюидопроводящих систем. Газово-жидкие включения минеральных агрегатов и изотопные соотношения отдельных элементов, входящих в их состав, позволяют определять характер геохимической обстановки и некоторые физико-химические параметры среды минералообразования. При отсутствии минеральных агрегатов гипогенная природа карстовых каналов выявляется по выраженным изменениям изотопного состава углерода и кислорода в стенках вмещающих пород. Появление в составе пещерных осадков натечно-капельных образований, отложений аллювия и пролювия связывается с этапами геоморфологического раскрытия гипогенных систем и переходом к эпигенному механизму карстообразования. Применение новых методов и технологий абсолютной датировки спелеотем позволяет с относительно высокой точностью фиксировать эти палеогеографические события.

Используя материалы Кадастра карстовых полостей Крыма и применяя выше обозначенные критерии генетической идентификации, для территории Главной гряды был составлен перечень объектов, параметры и/или свойства которых удовлетворяют условиям гипогенного спелеогенеза. География распространения таких объектов представлена на рисунке 1.

Ареалы развития гипогенного карста на Главной гряде могут быть встречены на участках 16 карстовых районов [10], которые по орографическим и гидрогеологическим критериям соответствуют карстовым массивам – территориям развития подземных водоносных систем с водами преимущественно трещинного типа [11]. Современный цокольный характер массивов, высокие показатели густоты тектонической трещиноватости и канализованности стока не способствуют формированию характерных для гипогенного карста напорных условий и развитию лабиринтовых пещерных систем. Однако лабиринтовый рисунок сети и полостная морфология гипогенной этиологии встречаются на отдельных участках Главной гряды (пещеры Эмине-Баир-Хосар, Мраморная, ближняя

часть Кизил-Кобы, Мамут-Чокрак и др.; всего около 70 карстовых полостей). Ныне это недействующие, реликтовые системы. Объяснить их происхождение можно, только прибегнув к региональным палеогеографическим реконструкциям.

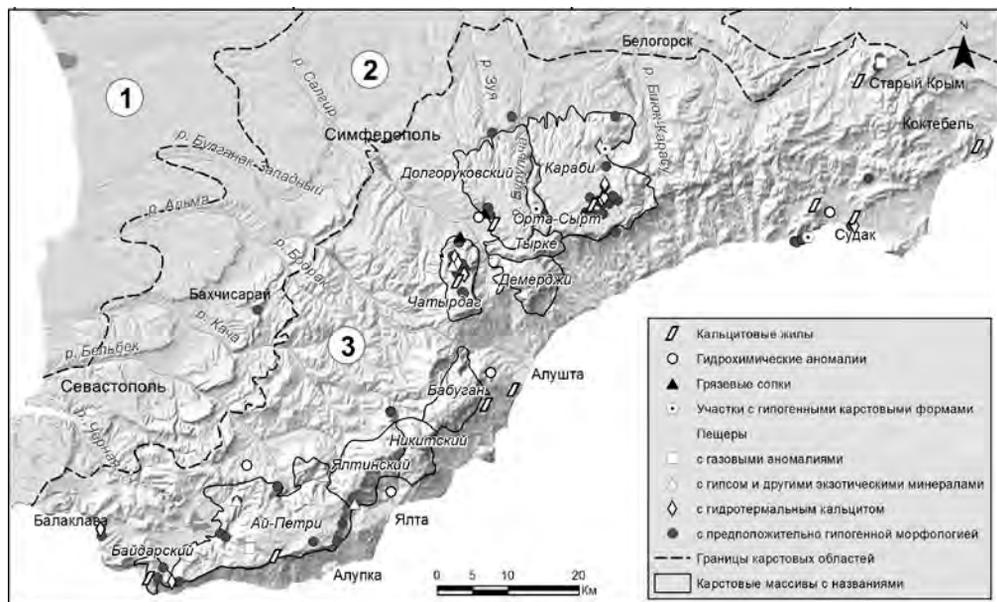


Рис.1. География распространения объектов гипогенной этиологии на Главной гряде Крымских гор. Цифры в кружках: 1 – Равнинный Крым, 2 – Предгорный Крым, 3 – Горный Крым

Среди многообразия карстовых полостей, встречающихся на Главной гряде, особое место занимают крупные (длина 500-5000 м, глубина 100-500 м; менее 5% от общего числа) и крупнейшие (более 5000 м, более 500 м; менее 1%) пещеры. Именно среди них резко возрастает доля реликтовых каналополостных систем, сохранивших следы гипогенной проработки (специфическая морфология, типичные для напорных условий наборы и взаиморасположения полостных форм, особая минералогия). К пещерам, где наиболее ярко выражен комплекс гипогенных спелеоморфологических индикаторов, относятся крупные преимущественно наклонные и горизонтальные полости Эмине-Баир-Хосар, Мраморная, Ени-Сала-3, Карани, Мамут-Чокрак и др. Яркой выраженностью морфологических комплексов восходящих потоков обладают каналополостные системы пещерных кластеров массива Орта-Сырт, Молбайской и Байдарской котловин, южнобережных обрывов Главной гряды. Здесь четко фиксируются группы форм разной гидрогеологической функциональности. Группа питающего звена представлена субвертикальными трещинными и точечными каналами (фидерами), выходящими в донных частях пещерных си-

стем. Далее по вертикали расположены формы передающего (транзитного) звена – восходящие стенные желоба, конвекционные ниши-карманы, свисающие со сводов скульптурные скальные выступы (пенданты) – остатки растворенных межполостных целиков. Звено разгрузки приурочено к верхним частям каналово-полостных систем и представлено потолочными меандрирующими полутрубами, арками, сферическими куполами, которые могут быть замкнутыми, опирающимися в вышележащие слои с рассеянной проницаемостью, или вскрытыми на поверхность. Большинство из этих реликтовых форм демонстрируют действие свободно-конвективной циркуляции, характерной для напорных систем. В зависимости от выполнявшихся в системе функций (питание, транзит, разгрузка), отдельные ее элементы-формы в ходе эволюции приобретают специфическую физиономию, определяющую их узнаваемость в других регионах и карстуемых породах разной литологии.

С карстовыми полостями гипогенной морфологии на Главной гряде тесно связаны особые минералогические и изотопно-геохимические индикаторы. Среди них можно выделить гнезда исландского шпата (гидротермального кальцита), арагонитовую и гипсовую минерализацию в пещерах Ай-Петри и Чатырдага, а на поверхности – мощные кальцитовые жилы на плато Караби. Исследование этих и других находок, связанных с карстом, показало, что они имеют гидротермальный генезис (температура образования от 30 до 200° С) и формировались на протяжении позднего мела – среднего миоцена. В основании карбонатных массивов на глубинах около 1-2 км гидротермальная система имела температуру 200° С, а ее воды обладали способностью к растворению карбонатов и образованию гидротермокарстовых полостей. У поверхности температура воды составляла около 50° С, что способствовало отложению жильного кальцита. После поднятия Главной гряды образованные ранее полости оказались выше границы растворения, и в них началась кристаллизация исландского шпата [12]. Предложенная модель требует дальнейшего развития и совершенствования в связи с появлением изотопно-геохимических методов, позволяющих установить флюидную историю минералообразования в прошлом.

К современным свидетельствам возможного участия гипогенно-карстовых процессов на Главной гряде относятся пещеры с газовыми аномалиями, карстовые источники с гидрохимическими аномалиями и грязевые сопки. По материалам В.Н. Дублянского [13] загазованность некоторых пещер и шахт углекислым газом, сероводородом и метаном связана с их положением вблизи крупных разрывных нарушений и подтоком сухих струй этих газов из нижнего структурного этажа. Аномально высокое содержание газовых флюидов фиксируется в пещерах Кристалльная (6,7 об.% CH₄), Молодежная (1,32), Гвоздецкого (0,85), Бездонный колодец (7,5 об.% CO₂), на участках Красной пещеры (1,62). Газы взаимодействуют с водными флюидами и при последующем приповерхностном окислении метеорными водами участвуют в образовании спелеогенерирующих агрессивных растворов. Выходы на поверхность таких растворов, часто содержащих углеводородные компоненты, инертные газы, редкие элементы, также

являются важным индикатором активности гипогенного спелеогенеза. Источники и скважины с гидрохимическими аномалиями группируются у контактов карстующихся и некарстующихся пород (у пещеры Кизил-Коба, на восточном борту массива Бабуган, на западной окраине Судака, на северной периферии массива Агармыш). К этой же группе можно отнести грязевые сопки. До заполнения котловины Аянского водохранилища, здесь была известна исследованная профессором С.П. Поповым и геологом Н.И. Каракашем грязевая сопка диаметром около 5 м и высотой 1,5 м, изливавшая горько-соленую грязь. Пробуренная в 1927 г. неподалеку от сопки изыскательская скважина глубиной 50 м, дала проявление метана, а в воде были заметны нефтяные пленки [14]. Аналогичные, но менее активные, сопки известны на противоположном борту Салгирской депрессии у пещеры Кизил-Коба [15].

Все вышеотмеченные индикаторы гипогенно-карстовых процессов представляют собой сложную пока разрозненную мозаику эволюционной картины горно-крымского карста. Выявить элементарный состав и характер взаимодействий между элементами системы, расставить важнейшие события на геохронологической шкале, соотнести их с событиями в предгорье и на равнине и в итоге понять пространственно-временные закономерности регионального развития всего карста полуострова – задача ближайших исследований. Уникальные возможности для выполнения этой задачи могут дать два объекта на Главной гряде. В Байдарской межгорной котловине и на северном склоне массива Агармыш до сих пор карст развивается в гидрогеологически закрытых условиях, т.е. функционирует активный гипогенный спелеогенез. Здесь необходимо сосредоточить исследовательские работы карстологов, геологов и гидрогеологов в ближайшие годы.

Литература

1. Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. Возраст рельефа Внутренней гряды Горного Крыма по U/Th датировкам кальцитовых отложений карстовых полостей // Доклады НАН Украины, вып.7. Киев, 2012. С. 88-96.
2. Климчук А.Б. Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста. Симферополь: ДИАЙПИ, 2013. 180 с.
3. Юдин В.В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 363 с.
4. Edwards R.L., Cheng J.H., Wasserburg G.L. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th systematic and the precise measurement of time over the past 500,000 years // Earth and Planetary Science Letters. 1987. №81. P. 175-192.
5. Fietzke J., Liebetrau V., Eisenhauer A., Dullo C. Determination of uranium isotope ratios by multi-static MIC-ICP-MS: method and implementation for precise U- and Th-series isotope measurements // J. Anal. At. Spectrom. 2005. № 20. P. 395-401.
6. Дублянский Ю.В., Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Шпётль К. Изменение изотопного состава пород в пристеночных зонах гипогенных карстовых каналов Предгорного Крыма // Спелеология и карстология. №10. 2013. С. 58-75.
7. Dublyansky Y.V., Klimchouk A.B., Spötl C., Timokhina E.I., Amelichev G.N. Isotope wallrock alteration associated with hypogene karst of the Crimean Piedmont, Ukraine // Chemical Geology. 2014. Vol. 377. P. 31-44.

8. Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Тимохина Е.И. Эволюционно-генетические аспекты карста и пещер провинции Горного Крыма (Крымско-Кавказская карстовая страна) // Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований. Сочи, 2014. С. 41-47.

9. Klimchouk A. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. National Cave and Karst Research Institute. Special Paper № 1. Carlsbad, 2007. 106 p.

10. Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова // Спелеология и карстология. №3. 2009. С. 39-46.

11. Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. М.: Наука, 1984. 125 с.

12. Дублянский Ю.В. Закономерности формирования и моделирования гидротермокарста. Новосибирск, 1990. 150 с.

13. Дублянский В. Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л.: Наука, 1977. 180 с.

14. Коваленко И.М. Местность Биюк-Янкой у подножия Чатырдага / И.М. Коваленко. Симферополь, 2013. 64 с.

15. Дублянский В.Н., Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н., Шутов Ю.И. Красная пещера (опыт комплексных карстолого-спелеологических исследований). Москва: РУДН, 2002. 190 с.

ФИТОИНДИКАЦИЯ СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ КРЫМСКИХ ГОР

Белягова Е.В., Епихин Д.В.

Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, bazaza@mail.ru

PHYTOINDICATION OF SLOPE PROCESSES IN THE CRIMEAN MOUNTAINS INTERNAL RIDGE

Belyagova E.V., Epikhin D.V.

V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia, bazaza@mail.ru

Взаимосвязь растений и рельефа и процессов рельефообразования отмечена многими авторами. Ботаники традиционно уделяли внимание зависимости растений и их сообществ от условий местообитаний, в том числе и положению в рельефе [1-3]. Геоморфологи напротив, рассматривали влияние растительного покрова на формирование рельефа и скорость протекания экзогенных геоморфологических процессов [4-6]. В фитоценологии возникло представление о «верности вида» своему местообитанию, что привело к формированию оригинальной эколого-флористической классификации более известной под названием «классификация растительности по методу Браун-Бланке» [7, 8]. Все это

стало базисом для формирования такого пограничного направления ботаники и геоморфологии как фитоиндикация геоморфологических процессов.

Традиционно фитоиндикация рассматривается на трех основных уровнях [7, 9-11]:

– аутидикация – проводится на уровне организмов, наиболее часто с использованием экологических шкал [12-14];

– сининдикация – проводится на уровне синтаксонов растительности, наиболее известным является эколого-флористический метод [9-11, 15-17];

– симфитоценоиндикация – результат дальнейшей типологизации растительности и геотопов по методу Тюксена (цитата по [9]).

Наиболее точным, по мнению большинства авторов, и распространенным методом индикации является второй. При этом, не смотря на мнение об ограниченной применимости этого подхода Б.М. Миркина [7], метод сининдикации получил широкое распространение и практическое применение даже в городских условиях [15-17].

Внутренняя гряда крымских гор является удобным полигоном для выяснения сопряженности форм рельефа, экзогенных геолого-геоморфологических процессов и типов растительности. При этом нами учитываются как синтаксоны растительности (на первых порах по доминантной системе, а далее по эколого-флористической классификации), так и анализ биоморф ценофлор синтаксонов, показывающих приспособления видов растений к конкретным условиям и позволяющим выделить диагностические виды.

Внутренняя гряда представлена куэстами, имеющими структурный пологий склон, бронированный инкерманскими известняками и известняками симферопольского яруса (первые к востоку исчезают). Южный аструктурный склон крутой, включающий, как правило, стенки срыва обвалов и камнепадов, обвальные ниши, осыпной шлейф, коллювиальный и делювиальные шлейфы. Здесь так же проявляются флювиальные формы, сформированные временными водотоками – промоины, ложбины и овраги, иногда перерастающие в балки.

На сегодняшний день лучше изучены структурные склоны куэст Симферопольского и Белогорского районов. На эродированных каменистых участках и близких к поверхности выходах известняков здесь описаны характерные для внутренней гряды крымских гор томиллярные сообщества ассоциации асфоделины крымской – *Asphodelinetum tauricae* Didukh 1983. Сообщества этих ассоциаций описаны нами с верхней части г. Ак-кая и г. Битак. Эта ассоциация представлена степными и полукустарничковыми сообществами. Диагностические виды ассоциации, приуроченные к указанным геоморфологическим формам, является асфоделина крымская (*Asphodeline taurica* (Pall. ex M.Bieb.) Endl.).

Доминирующими здесь являются виды, относимые к кустарничкам и многолетникам, приспособленные к произрастанию на скалистых и сильно каменистых плотных породах, такие как асфоделина крымская (*Asphodeline taurica* (Pall. ex M.Bieb.) Endl.) и зерна каппадокийская (*Bromopsis cappadocica* (Boiss.

& Balansa) Holub aggr.), солнцезвет восточный (*Helianthemum orientale* (Grosser) Juz. et Pozd.) и оносма жесткая (*Onosma rigida* Ledeb), и др. В вертикальном строении четко выделяются два подъяруса: первый – высотой 50-60 см, разреженный, образует асфоделина; второй – высотой 5-20 см, более густой, формируют зерна, солнцезвет, дрок белый (*Genista albida* Willd.), чабрец Дзевановского (*Thymus dzevanovskyi*) и виды рода дубровник (*Teucrium* L.). В ценофлору также вошли виды класса *Onosmato polyphyllae-Ptilostemonetea* Korzh. 1990 – открытых сообществ ксерофитных полукустарничков на склонах, сложенных различными горными породами со слабой и умеренной противоденудационной устойчивостью, и класса *Asplenietea trichomanis* (Br.-Bl. in Meier et Br.-Bl. 1934) Oberd. 1977 – сообществ гротов, трещин и уступов скал. Сообщества этих классов в Горном Крыму часто контактируют и в дальнейшем возможно будут описаны и нами.

В местах, где имеется мощный чехол глин со сформированными на них почвами преобладают сообщества класса *Festuco-Brometea* Br.-Bl. et R.Tx., т.е. настоящие степи, сформированные, как правило, ковыльниками. На структурном склоне Ак-Кай распространены сообщества ассоциаций *Eryngio-Stipetum ponticae* Didukh 1983, *Stipetum capillatae* Dziubaltowski 1925 и *Festucetum rupicola* Soo 1940. Между собой они различаются в большей степени величиной выпаса скота местным населением. Последние две ассоциации описаны так же с Симферопольского района (структурный склон урочища «Петровские скалы»).

Западнее Симферополя здесь так же распространены сообщества лесной растительности класса *Quercu-fagetea* Br.-Bl. et Vlieger in Vlieger 1937, изучение которых планируется в ближайшее время.

Менее изучены аструктурные склоны. Стенка срыва аструктурного склона лишена растительности, лишь в небольших уступах и нишах могут обитать отдельные одиночные хазмофиты. Осыпной шлейф, песчано-щебнисто-дресвяный, располагающийся в 3-4 м от обрыва (уклон 20-30 грд.), а так же делювиальные склоны – рыхлые, сложенные продуктами разрушения маастрихского яруса с песчанистыми вкраплениями и дресвой. Они обладают малой водоемкостью и заняты однолетними (чаще весенними эфемероидами) видами растений, такими как *Anisantha sterilis* (L.) Nevski, *Descurainia sophia* (L.) Webb. ex Prantl, *Poa bulbosa* L. и др. Синтаксономическая принадлежность этих сообществ в настоящее время уточняется, однако по набору видов они близки к сообществам ассоциации *Bromo sterilis-Asperugetum procumbentis* Elias 1981 класса *Stellarietea mediae* Tx., Lohmeyer & Preisling in R. Tx. ex von Rochow 1951 – «весенние эфемероидные сообщества открытых антропогенно нарушенных местообитаний, а также спорадично в насаждениях розы Горного Крыма, на коричневых почвах» [18]. Только роль антропогенного нарушения здесь выполняют природные процессы. Возможно, что требует дальнейшей проверки, эволюционно эти сообщества сформировались в этих формах рельефа, и в дальнейшем получили распространение в антропогенных ландшафтах.

Дальнейшее накопление материала позволит составить эколого-флористическую классификацию основных форм склоновых процессов, подойти к оценке уровня достоверности фитоиндикационных наблюдений по методологии, заложенной В.В. Корженевским и А.А. Клюкиным [9-11], когда исследования будут осуществляться параллельно ботаником и геоморфологом, с подробным картированием.

Литература

1. Сукачѳв В.Н. Биогеоценоз как выражение взаимодействия живой и неживой природы на поверхности Земли: соотношение понятий «биогеоценоз», «экосистема», «географический ландшафт» и «фация» // Основы лесной биогеоценологии / под ред. В.Н. Сукачѳва, Н.В. Дылиса. М.: Наука, 1964. С. 5-49.
2. Уиттекер Р.Х. Сообщества и экосистемы / Сокр. пер. с англ. Б.М. Миркина, Г.С. Розенберга; Ред. и предисл. Т.А. Работнова. М.: Прогресс. 1980. 327с.
3. Фитоценология: учебное пособие для вузов / Т.А. Работнов. М.: Изд-во МГУ, 1992. 352 с.
4. Клюкин А.А. Экзогеодинамика Крыма. Симферополь: Таврия, 2007. 320 с.
5. Рычагов Г.И. Общая геоморфология: учебник. 3-е изд., перераб. и доп. / Г.И. Рычагов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 416 с.
6. Amir Mor-Musseery, Arie Budovsky The impact of rocky topography on shrubland herbaceous productivity in semi-arid environments. No. 02 (v. 08) 2015. P. 45-60.
7. Современное состояние основных концепций науки о растительности / Б.М. Миркин, Л.Г. Наумова. Уфа: АН РБ, Гилем, 2012. 488 с.
8. Braun-Blanquet J. Pflanzensoziologie. Grundzuge der Vegetationskunde. 3 Aufl. Wien-New York: Springer-Verlag. 1964. 865 S.
9. Корженевский В.В., Квитницкая А.А. Фитоиндикация рельефообразования и опыт ее применения // Бюллетень Никитского ботанического сада. 2011. Вып. 100. С. 2-28.
10. Корженевский В.В., Клюкин А.А. Фитоиндикация рельефа возвышенностей Керченского полуострова на примере Казантипа // Тр. Никит. ботан. сада. 1986. Т. 98. С. 111-122.
11. Биоиндикация современных процессов рельефообразования [Текст]: учебное пособие / В.В. Корженевский, А.А. Клюкин; М-во образования и науки Украины, Ялт. инт менеджмента Междунар. н.-т. ун-та. Ялта : ЯИМ, 2000. 126 с.
12. Голубев В.Н. Биологическая флора Крыма. Ялта: ГНБС, 1995. 85 с.
13. Раменский Л.Г., Цаценкин И.А., Чижиков О.Н., Антипин Н.А. Экологическая оценка кормовых угодий по растительному покрову. М.: Сельхозгиз, 1956. 472 с.
14. Ellenberg H. Zeigerwerte der Gefasspflanzen Mitteleuropas. – Gottingen: Goltze, 1974. 97 p.
15. Гусев А.П. Фитоиндикаторы инженерно-геологических процессов на территории города // Природные ресурсы, 2006. №3. С. 33-40.
16. Гусев А.П. Фитоиндикация влажности почвогрунтов на городской территории (на примере г. Гомеля) // Природные ресурсы. 2007. №2. С. 104-109.
17. Гусев А.П. Фитоиндикация эродированности почвенного покрова (на примере Белорусского Полесья) // Природные ресурсы, 2007. №3. С. 87-94.
18. Корженевский В.В., Багрикова Н.А., Рыфф Л.Э., Левон А.Ф. Продромус растительности Крыма (20 лет на платформе флористической классификации) // Бюлл. главного ботан. сада им. Н.В. Цицина. М.: Наука. 2003. Вып. 186. с. 64.

МОРФОГЕНЕЗ ДЕНУДАЦИОННЫХ ОСТАНЦОВ ГОРНОГО МАССИВА КАРАДАГ (КРЫМ)

Блага Н.Н., Знаменский П.А.

Таврическая Академия Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, sasha_w@list.ru, znamch@gmail.com

MORPHOGENESIS OF THE CRIMEAN KARADAG DENUDATION RESIDUAL OUTCROPS

Blaga N.N., Znamenskiy P.A.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimea Federal University, Simferopol, Russia, sasha_w@list.ru, znamch@gmail.com

Останцовые формы широко распространены на горном массиве Карадаг и имеют важное научно-познавательное и рекреационное значение. Они встречаются как в осадочных толщах, так и в вулканогенной части массива. Наиболее известные останцы сосредоточены в пределах хребтов Карагач, Хоба-Тепе и Сюрю-Кая, где образуют целые скальные города. В работах геологов, изучавших Карадаг (Д.В. Соколов, М.В. Муратов, В.И. Лебединский, Л.П. Кириченко и другие), происхождение останцов специально не рассматривалось, и затронуто в наиболее общих чертах.

Наиболее подробное геоморфологическое описание Карадага осуществлено А.А. Клюкиным. Из него следует, что часть форм является вскрытыми дайками, некками, пластовыми и прочими телами и имеет, тем самым, структурно-денудационный генезис [1]. В частности, “в процессе денудации слоистых толщ, поставленных на голову или падающих очень круто и сложенных породами разной противоденудационной стойкости, происходит препарировка более стойких пород и образуется рельеф голов пластов” [1, с. 76]. Там же, где головы пластов разрушены поперечными к ним эрозионными формами, гребни снижены или разобщены на отдельные останцы. Их морфология, по мнению автора, обусловлена не только линейной эрозией, формой и условиями залегания геологических тел, но и действием склоновых процессов.

Наши наблюдения показывают, что флювиальные формы, пересекающие гребни в поперечном направлении, разделяют их лишь на более короткие отрезки, а не изометричные останцы. Кроме того, на некоторых участках массового распространения подобных форм ложбины и овраги и вовсе не выражены. Сложно представить также механизм образования обрывистых стенок останцов флювиальными формами в их верховьях, где они только зарождаются.

Цель данной работы – выяснить основные факторы и процессы морфогенеза денудационных останцов горного массива Карадаг. Исследованиями не были затронуты структурно-денудационные и абразионные формы, поскольку их происхождение не является дискуссионным. Они проводились на отдельных

участках хребтов Карагач, Хоба-Тепе, Сюрю-Кая, отличающихся наиболее благоприятным сочетанием геолого-геоморфологических условий рельефообразования.

Изучение останцовых форм в других регионах показывает, что их происхождение более сложное. Существует ряд схем, объясняющих происхождение группы скальных останцов или, как их еще называют “скальных городов” [2]. Их возникновение, в частности, предопределено пересекающимися вертикальными трещинами, которые изначально делят породы на блочки-отдельности четырехугольнопризматической формы. Экзогенное расширение трещин приводит, в дальнейшем, к образованию каменных столбов [3]. Подобной схемы придерживаются А.А. Клюкин и В.И. Лебединский при объяснении генезиса останцов Долины Привидений на склонах массива Демерджи [4, 5].

Рассмотрим генезис останцов в западной части хребта Карагач. Грубообломочные туфы здесь поставлены на голову, простираются по линии падения склона и в них выражены более податливые песчанистые прослои. Последние разрушаются быстрее и в рельефе возникают вытянутые стенообразные формы с почти вертикальными боковыми поверхностями и толщиной всего от одного до нескольких метров. Это рельеф голов пластов – начальный этап формирования останцов. На данном этапе эрозионные процессы действительно играют ведущую роль в их морфогенезе. В пределах склона на месте выхода на дневную поверхность податливого прослоя зарождаются небольшие ложбины. Именно концентрация стока при высокой крутизне склона и продольной ориентировке элементов переслаивания придает данному виду денудации основную роль. На следующем этапе вытянутые скальные гребни преобразуются в останцы. Стенообразные формы разделяются на сравнительно изометричные каменные столбы поперечными трещинами. Стенки трещин, как правило, неровные, иногда слабоизвилистые. Разрывные деформации приурочены только к останцам, вне их на склоне за редким исключением не прослеживаются. Причем каждая из трещин связана лишь с одним останцом, в соседние не переходит и не образует непрерывного пространственного ряда. Разделяя стенообразные останцы в поперечном направлении, разрывы рассекают их на разную глубину. Некоторые трещины отчетливо выражены только в верхней части останцов, не достигая их основания. В любом случае они не выражены ниже подошвы останцов. Указанные признаки соответствуют трещинам разгрузки, которые и предопределяют генезис скальных останцов на данном этапе. В сложившихся условиях денудация обломочного материала при экзогенном расширении стенок трещин происходит преимущественно за счет осыпного сноса. Таким образом, останцы рассматриваемого участка Карадага имеют комплексно-денудационное происхождение. На начальных этапах их морфогенеза ведущее значение имеют эрозионные процессы, препарирующие более прочные породы, на завершающих – гравитационный снос. По рельефообразующим факторам рассматриваемые формы следует отнести к селективно - трещинному подтипу.

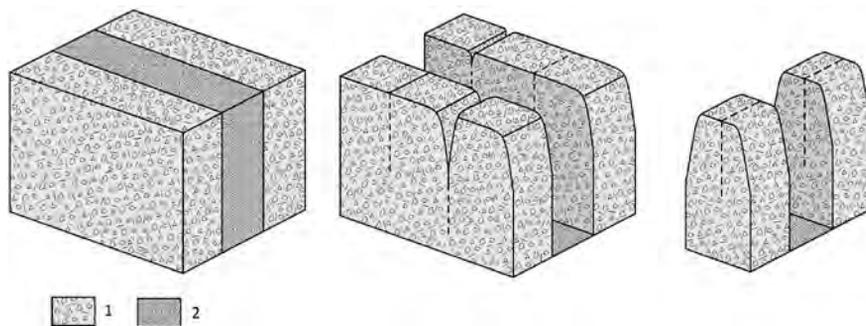


Рис. 1. Последовательность образования останцов в туфолововой толще западной части хр. Карагач.

1 - грубообломочные туфы; 2 - слоистые прослои с песчанистой структурой

В юго-западной части хребта Хоба-Тепе находится группа денудационных останцов, известных как Пирамида, Пряничный Конь, Сокол и другие. Они также сформировались в туфолововой толще, в которой выделяются более грубообломочные зоны и сравнительно податливые прослои с песчанистой структурой. При этом, элементы переслаивания ориентированы не вдоль склона как в предыдущем случае, а в поперечном направлении. Кроме того, их залегание не вертикальное, а крутонаклонное. В подобных условиях препарировка прочных литологических разностей и их денудация имеют свои особенности.

На исследуемом участке останцы вытянуты цепочкой вдоль верхней по склону границы зоны грубообломочных туфов. Они фиксируют отчетливую асимметрию денудационного среза данной толщи. Его ширина с подгорной стороны достигает 15 метров, с нагорной – не превышает 1-2 метров.

Об особенностях развития данного участка склона можно судить по его северо-восточному продолжению, где цикл образования останцов находится еще только на начальной стадии. Ускоренное разрушение крутозалегающих податливых прослоев приводит к выработке в рельефе поперечных понижений и обособлению массива грубообломочных туфов. Очевидно, что преобладающим в данном случае становится боковой вектор денудации. При этом, подгорный склон, в соответствие с залеганием горных пород, более крутой нависающий. В настоящее время он активно отступает за счет осыпного сноса. Обломочный материал перераспределяется вниз по склону и не образует у основания уступов заметных скоплений.

Нагорный склон сравнительно пологий, что затрудняет удаление продуктов разрушения. Они в значительной степени покрывают скальные поверхности и затрудняют дальнейшее их выветривание. Нагромождению отложений способствует и барьерное положение останцового массива на пути смещения обломков вниз по склону. Указанные различия определяют более высокую скорость денудационного среза подгорного склона массива и, соответственно, положение останцов с нагорной стороны.

Останцы являются характерными микроформами рельефа и в осадочной части горного массива Карадаг. Наиболее ярко они выражены в пределах короткого хребта Сюрю-Кая. Для формирования рассматриваемых природных образований в геологическом строении осадочной толщи важны прежде всего 2 фактора: 1) осадочная толща слоистая с чередованием пород различных по противоденудационной стойкости – относительно податливых и более прочных; 2) слои осадочных пород залегают почти вертикально, то есть поставлены на голову.

В качестве более прочных пород выступают известняки, поскольку они массивные и монолитные без прослоев. Глинисто-алевритистые породы и песчаники в данном случае менее устойчивы, поскольку тонкослоисты и с многочисленными поверхностями напластования. В процессе селективной денудации в рельефе остаются вытянутые стенообразные формы из прочных известняков с почти вертикальными боковыми стенками. Дальнейшее их развитие происходит по той же схеме, что и в пирокластах Карагача. Это объясняется сходством условий и факторов рельефообразования и, прежде всего, литологического и структурно-геологического.

Таким образом, горный массив Карадаг действительно отличается большим разнообразием останцовых форм. Это объясняется совместным действием на данной территории целого ряда рельефообразующих процессов и факторов. Широкое распространение останцов предопределено, прежде всего, своеобразным составом горных пород, условиями их залегания, геологической структурой и сложившимся рельефом. Часть из них возникла благодаря наличию в геологическом разрезе более прочных пород, вскрытых впоследствии селективной денудацией. Ряд форм образовались из-за вертикального залегания переслаивающихся толщ осадочных пород и пирокластов, неоднородных по противоденудационной стойкости. В любом случае, большое количество останцов и их хорошая морфологическая выраженность, при прочих равных факторах, может сформироваться только в условиях достаточно высоких и крутых склонов.

Направленность денудации, при этом, контролируется наличием податливых прослоев, поскольку они подвержены более быстрому разрушению. В результате, происходит препарировка прочных пород, образующих в рельефе линейно вытянутые структуры. Данный процесс не зависит от положения элементов переслаивания на склоне. Останцы приурочены к линии их простираения и могут располагаться как вдоль склона, так и поперечном направлении. Указанный же фактор, наряду с условиями залегания, определяет в основном скорость и симметрию денудационного среза. Непосредственно столбовидная форма останцов связана с развитием в линейных стенообразных структурах пород вертикальных трещин разгрузки.

В целом же, рассмотренные в данной работе природные образования Карадага относятся к селективно-трещинным формам комплексно-денудационного генезиса.

Литература

1. Природа Карадага / Под ред. Морозовой. Киев: Наук.думка, 1989. 288 с.
2. Оллиер К. Выветривание. М.: Недра, 1987. 348 с.
3. Хабера С. Песчаниковые “скальные города” в Чехии / Природа. №7. 1957. С. 90-93.
4. Клюкин А.А. О возрасте сейсмодислокаций Горного Крыма // Физическая география и геоморфология. К.: Лыбидь. Вып. 38. С. 160-169.
5. Лебединский В.И. С геологическим молотком по Крыму. Изд. 3-е. М.: Недра, 1982. 159 с.

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
«УЩЕЛЬЯ» УЧ-КОШ (КРЫМ)**

Блага Н.Н., Романенко Н.И., Чefonов А.Л.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, sasha_w@list.ru,
nadin.vbh1@mail.ru, Chefon15@ya.ru

**GEOMORPHOLOGICAL FEATURES
OF THE CRIMEAN UCH-KOSH "GORGE"**

Blaga N.N., Romanenko N.I., Chefonov A.L.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia,
sasha_w@list.ru, nadin.vbh1@mail.ru, Chefon15@ya.ru

Под термином «ущелье» Уч-Кош упоминается во многих научных и научно-популярных изданиях [1-5].

Долина приурочена к течению р. Бала относящейся к речной системе Деревкойки, расчленяющей восточную часть Ялтинского амфитеатра. В наиболее широком понимании данным топонимом называют большой участок от верховья долины до южного края скалы Балан-Кая [2]. В некоторых источниках ущельем считается только наиболее узкая часть долины, ограниченная скалами Хысыр-Кая и Плаки-Кая [3].

По морфологическим признакам долина р. Бала отчетливо разделяется на три отрезка. В верхнем течении ее облик соответствует V-образному типу, наиболее характерному для речных долин Горного Крыма. Склоны эрозивной формы сложены тонкослоистыми известняками, легко поддающимися выветриванию. Такие склоны сравнительно быстро отступают, и долина становится широко раскрытой кверху.

В среднем течении р. Бала вступает в зону более прочных горных пород и сильной тектонической трещиноватости, образуя каньонообразный участок.

Известняковая толща на рассматриваемом отрезке претерпела существенные изменения. Внешне слоистые породы являются монолитными и при формировании склонов проявляют себя как массивные.

Наиболее протяженными и морфологически выраженными в рельефе являются вертикальные трещины восток-западного простирания. Они прослеживаются независимо от рельефа на сотни метров, пересекая разные слои верхнеюрских известняков. Местами заметно, что разрывы уходят на глубину, превышающую уровень днища долины. Азимут их простирания и углы наклона укладываются в сравнительно узкие пределы. Перечисленные характеристики, а также морфология стенок указывают на тектоническую природу трещин. В условиях стойких к денудации пород, разрывные нарушения становятся одним из главных рельефообразующих факторов.

Они определяют, прежде всего, преобладающую направленность денудационных процессов. Заложение того или иного участка долины по системе вертикальных трещин согласно их простиранию приводит к ускоренному углублению водотока. Как следствие, глубина вреза эрозионной формы может превышать ее ширину по бровке или иметь близкие показатели. Те разрывные нарушения, которые открываются на склоне, оказывают влияние на механизм их разрушения. Отступление склона при уже существующих параллельно его поверхности разрывах осуществляется комплексом процессов, среди которых обвально-осыпные, как правило, имеют рельефообразующее значение. Наряду с высокой прочностью пород это поддерживает большую крутизну склонов долины. В подобных условиях нередко возникают каньоны – узкие, глубокие долины с обрывистыми склонами.

Скальные уступы в долине Балы появляются при подходе к скалам Плаки-Кая и Хысыр-Кая. Их высота по правому борту 25-35 м, по левому – 35-43 м. Ширина между известняковыми обрывистыми стенками около 40 м. Протяженность данного отрезка менее 100 м, после которого долина образует резкий прямоугольный изгиб на восток-юго-восток. Высота обрывов увеличивается до 45-70 м, при ширине всего 30-40 м. Крутизна склонов 85-90⁰, местами наблюдается их нависание. Русло смещено к правому борту и занимает почти все неширокое днище. Оно отчетливо приурочено к зоне сосредоточения тектонических трещин. (Рис. 1) Поскольку к узкому днищу примыкают крутые склоны, происходит резкое увеличение скорости водотока при больших расходах. Возникает эффект сосредоточения работы потока, приводящий к возрастанию его размывающей способности. В целом же, по крутизне склонов, морфологии днища, соотношению ширины и глубины вреза и другим показателям, участок долины р. Бала между скалами Хысыр-Кая и Плаки-Кая однозначно следует отнести к морфологическому типу каньонов. Его общая длина не превышает 200 м.

Вниз по течению флювиальная форма еще несколько раз изгибается, образуя в плане тектонически предопределенную ломаную линию. Склоны в верхней части обрывистые, в нижней – трапецевидные. При подходе к скале Балан-Кая река в крест пересекает слои известняков и разрабатывает трещиноватую зону

по ее простиранию. Поперечный профиль долины становится симметричным, близким к ящикообразно-каньонообразному.

При огибании скалы нарастает асимметрия склонов вследствие существенных изменений тектонических и литологических условий. Левый склон вступает в полосу переслаивающихся известняков с низкой противоденудационной устойчивостью. Чередование тонких слоев при наличии в ритме весьма податливых приводит к активному их разрушению с образованием осыпных шлейфов. Породы правого склона более прочные и отличаются, прежде всего, текстурными признаками. Слоистость наблюдается лишь локально, в сильно измененном разорванном виде. Податливые известняки, при этом сохранились в виде тонких изогнутых линзовидных прослоев с многочисленными зеркалами скольжения. Толща является монолитной, с высокой противоденудационной устойчивостью. Ее общий уклон близок к западному, в то время как породы левого склона наклонены на север и северо-восток. По направлению русла их разделяет брекчированная зона тектонических нарушений.

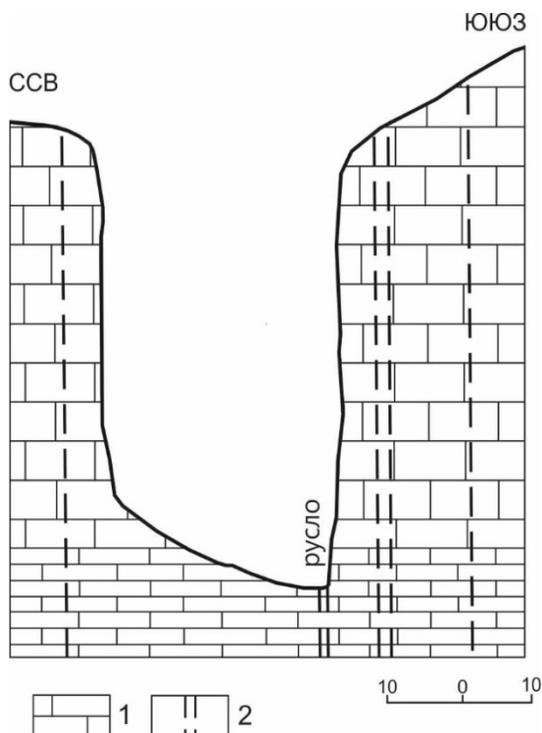


Рис. 1 Поперечный разрез каньона в среднем течении р. Бала: 1 - известняки; 2 - вертикальные тектонические трещины

Под влиянием указанных факторов сложилась ярко выраженная асимметрия долины. Крутизна левого склона составляет в среднем $37-38^{\circ}$, а в пределах небольших скальных уступов – превышает 40° . По морфологическим и морфометрическим особенностям его следует отнести к ущелевидно-V-образному типу. По правому борту преобладает обрывы, высота которых достигает 80-110 м. Скальные стенки непосредственно примыкают к днищу как в каньонах, или же резко переходят в нижней части в более пологие склоны.

Из приведенных данных следует, что долина Уч-Кош не является ущельем. В верхнем течении флювиальная форма имеет V-образный облик, в среднем – каньонообразный, в нижнем – асимметричный. Примечательно, что подобные изменения происходят на сравнительно коротком отрезке, что наглядно показывает роль основных рельефообразующих факторов. Особенно ярко проявляется влияния разрывной тектоники на геоморфологию долины. Проведенные исследования позволили также выделить в среднем течении р. Балы небольшой, но морфологически выразительный каньон и расширить их перечень в Крыму.

Литература

1. Геология СССР. Том 8. Крым. Часть 1. Геологическое описание. Под ред. Сидоренко А.В. М., Недра, 1969. 576 с.
2. Олиферов А.Н. Селевые потоки в Крыму и Карпатах. Симферополь: Доля, 2007. 176 с.
3. Славин В.И. Современные геологические процессы в юго-западном Крыму. М.: Издательство Московского университета, 1975. 195 с.
4. Олиферов А.Н., Тимченко З.В. Реки и озера Крыма. Симферополь: Доля, 2005. 216 с.
5. Подгородецкий П.Д. Крым: Природа. Симферополь: Таврия, 1988. 192 с.

ИЗМЕРЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В КРЫМУ

*Боборыкина О.В.**, *Насонкин В.А.**, *Панков Ф.Н.***

* Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия,
b0b04ka14@mail.ru, viktor@phiolent.com

** Крымский федеральный университет им. В.И. Вернадского, Симферополь,
Россия, pankovfn@gmail.com

LITHOSPHERIC DEFORMATIONS OBSERVATION IN THE CRIMEA

*Boborykina O.V.**, *Nasonkin V.A.**, *Pankov F.N.***

*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia,
b0b04ka14@mail.ru, viktor@phiolent.com

**V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia,
pankovfn@gmail.com

Деформационные предвестники землетрясений, на ряду с сейсмическими, гидрогеодинамическими, геохимические, термическими, гравитационными, электромагнитными, относятся к геофизическим предвестникам [1]. Существует много методов ведения мониторинга геодинамических процессов (с помощью повторных геодезических съёмок и светодальномерных измерений, космической геодезии и с помощью GPS/ГЛОНАСС-технологий, и т.д.). Наибольший интерес представляют изменения на малых базах. Для их проведения разработан ряд наклономеров и деформографов различных типов. Во второй половине прошлого века наибольшее распространение получили кварцевые деформографы, которые были установлены на геофизических полигонах СССР, странах соц. лагеря (Чехословакия, Болгария и т.д.) [2-5].

В начале 80-х произошёл значительный прорыв в области усовершенствования деформационных наблюдений – появились лазерные деформографы-интерферометры. Благодаря своим уникальным качествам – высокой чувствительности, широкому частотному и большому динамическому диапазонам, большебазовые лазерные интерферометры и сейчас являются наиболее совершенными инструментами для высокоточных измерений литосферных деформаций. Почти одновременно начались, с их помощью, деформационные измерения в нескольких регионах страны. Это - крымская группа, под руководством В.В. Нестерова [6], лаборатория Лазерных интерферометрических измерений ГАИШ МГУ, под руководством д.ф.-м.н. В.К. Милюкова [7-13], группа ИРЭ РАН, под руководством д.ф.-м.н. М.Н. Дуброва [14-15] и группа д.ф.-м.н. Г.И. Долгих на Дальнем Востоке [17-18]. Проводились и проводятся деформационные литосферные измерения за рубежом – это лазерный интерферометр INFN (Гран Зассо, Италия) [19], лазерный интерферометр группы ТАМА (Камиоко, Япония) [20], также в обсерваториях Потсдама и Ганновера (Германия) и глобальный интерферометр LIGO (США), основная задача, которого – эксперимен-

тальное обнаружение гравитационных волн космического происхождения, о чём и было заявлено в этом году.

Создание в 1986 году Геофизической обсерватории можно считать началом изучения деформационных процессов литосферы в Крыму [6, 21-22]. Обсерватория расположена на базе сооружений бывшей береговой батареи № 35, построенной в 30-х годах прошлого столетия (окрестности бухты Казачьей, г. Севастополь). Измерительный объём обсерватории находится в штольне (глубина около 20 метров) и имеет серию герметичных перегородок-задраек, изолирующих от внешних воздействий. Эти характеристики стали решающими факторами при выборе места для установки высокочувствительных приборов. В качестве основных инструментальных средств исследования колебательных процессов в окружающей среде используются двухлучевые лазерные интерферометры майкельсоновского типа с разнесенными пучками, имеющие чрезвычайно высокие метрологические характеристики, использующие в качестве эталона длину волны стабилизированного по частоте лазера.

В 2003 г. в измерительном объёме установлен высокочувствительный маятниковый наклономер системы А.Е. Островского, в 2011 г. – два вертикальных статических и магнито-вариационная станция ЛЕМА-18.

Установка в одной географической точке, в едином объёме разноплановой геофизической аппаратуры и комплексная интерпретация наблюдений, позволяет более полно изучать природу земных приливов, медленных движений земной коры, свободных колебаний Земли и других слабых геофизических эффектов, в том числе и предвестников землетрясений [21-29].

Основным предметом исследований обсерватории - литосферные деформации, причины их вызывающие и поиск прогностических признаков готовящихся региональных сейсмических событий природного и техногенного происхождения в Крымском регионе [6, 21-25].

Основные результаты, полученные в Геофизической обсерватории:

- исследована корреляция литосферных деформаций с важнейшими метеорологическими характеристиками [6, 22-25];
- двумя одинаковыми равноплечными лазерными интерферометрами, установленными на одной станции, получены многолетние непрерывные записи и установлено, что долговременный аппаратурный дрейф разработанных интерферометров не превышает $2,5 \cdot 10^{-8}$ год⁻¹ [6, 23-25];
- обнаружены новые закономерности в динамике литосферных деформаций: в спектрах зафиксированы периоды, соответствующие собственным колебаниям Чёрного моря, т.е. одной из причин возникновения длиннопериодных деформаций земной коры являются собственные колебания ограниченных водоёмов [6, 22-25];
- достигнута рекордная для двухлучевых интерферометрических схем пороговая чувствительность к деформациям [6, 22-25];

- предпринята попытка выработать методику количественного сопоставления результатов деформографических измерений и характеристик объёмов добычи углеводородов в Крыму [22-25];

- проанализированы данные о землетрясениях Крыма, Черноморского региона и Мира, возникающих в разных напряженно-деформированных условиях геофизической среды [22-25];

- получены уникальные записи катастрофических землетрясений, произошедших в мире, и вызванных ими собственных колебаний Земли в широком частотном диапазоне, недоступном обычным сейсмическим станциям. Эти записи являются уникальной экспериментальной базой для определения параметров очагов гигантских землетрясений, изучения глубинной среды, в частности земного ядра – наименее изученной области нашей планеты, что имеет огромное не только практическое, но и теоретическое значение в области наук о Земле [22-25, 29].

Литература

1. Зубков С.И. Предвестники землетрясений. М., 2002. 140 с.
2. Латынина Л.А., Кармалева Р.М. Деформографические измерения. М., 1978. 154 с.
3. Кармалева Р.М., Латынина Л.А., Егорова Г.А. Результаты наблюдений за приливными деформациями земной поверхности на станции Протвино (Русская платформа). В кн.: Земные приливы (Сб. науч. тр.), М., 1980. 200-206 с.
4. Латынина Л.А., Боярский Э.А., Васильев И.М., Сорокин В.Л. Наклономерные наблюдения на подмосковной станции Протвино. Физика Земли. 1997. № 11. М., 86-93 с.
5. Латынина Л.А., Васильев И.М. Деформация земной коры под влиянием атмосферного давления. Физика Земли. 2001. № 5. М., 45-54 с.
6. Нестеров В.В. Большебазовые лазерные интерферометры в геофизических исследованиях. Симферополь, 1996. 285 с.
7. Буклерский А.В., Карт А.М., Клячко Б.С., Милуков В.К. и др. Баксанский лазерный интерферометр. Измерительная техника. 1995. № 10. М., 5-10 с.
8. Милуков В.К., Кравчук В.К. Наблюдения спектра деформаций Земли лазерным интерферометром-деформографом. Вестник МГУ. Серия "Физика. Астрономия". 1996. № 2. М., 73-78 с.
9. Милуков В.К., Руденко В.Н., Клячко Б.С., Карт А.М., Мясников А.В. Широкополосный лазерный интерферометр для мониторинга деформаций Земли. Известия Академии наук. Сер. Физическая. 1999. Т. 63. № 6. М., 1192-1197 с.
10. Милуков В.К., Клячко Б.С., Мясников А.В., Стриганов П.С., Янин А.Ф., Власов А.Н. Лазерный интерферометр-деформограф для мониторинга движений земной коры. Приборы и техника эксперимента. 2005. № 6. М., 31-35 с.
11. Милуков В.К., Мясников А.В. Метрологические характеристики Баксанского лазерного интерферометра. Измерительная техника. 2005. № 12. М., 26-30 с.
12. Милуков В.К. Мониторинг состояния магматических структур вулкана Эльбрус по наблюдениям литосферных деформаций. Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. М., 3-15 с.

13. Миллюков В.К., Кравчук В.К., Миронов А.П., Латынина Л.А. Деформационные процессы в литосфере, связанные с неравномерностью вращения Земли. Физика Земли. 2011. No. 3. М., 96–109 с.

14. Алешин В.А., Дубов Н.Н., Яковлев А.П. Геофизический лазерный деформограф штольневого типа. Известия РАН. Сер. Физика Земли. 1993. № 4. М., 62-67 с.

15. Дубров М.Н., Лукошков С.В., Посошенко Л.З. и др. Лазерные интерферометры-деформографы ЛИД-М и ЛИД-МП. Приборы и техника эксперимента. 1975. № 5. М., 201-203 с.

16. Дубров М.Н. Длиннобазовые лазерные интерферометры для изучения деформаций земной поверхности. М.: Ин-т радиотехники и электроники АН СССР. 1976. Пре-принт № 15 (221). М.

17. Долгих Г.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В. Двухкоординатный лазерный деформограф. Физика Земли. 1998. № 11. М., 76-81 с.

18. Долгих Г.И., Валентин Д.И., Долгих С.Г. и др. Применение лазерных деформографов вертикальной и горизонтальной ориентации в геофизических исследованиях переходных зон. Физика Земли. 2002. № 8. М., 69-73 с.

19. Crescentini L., et al. II Rev. Sci. Instrum. 1997. V. 68. № 8. P. 3206-3210

20. Takemoto S. et al. II Jour. of Geodynamics. 2004. V.38. P. 477-488.

21. Боборыкина О., Насонкин В. Попытка краткосрочного прогноза землетрясения на примере черноморского события от 07.05.08 г. Геофізичні технології прогнозування та моніторингу геологічного середовища: наукова конференція. Львів. 2008. 80 -85с.

22. Насонкин В.А., Боборыкина О.В. Региональное сейсмическое прогнозирование. Динамические системы. 2009. Вып. 26. Симферополь. 63-67 с.

23. Насонкин В.А., Боборыкина О.В. Частный случай прогноза землетрясений // Гео-інформаційний моніторинг навколишнього середовища: GPS і GIS-технології: ХУ Міжнародний науково-технічний симпозіум. Львів. 2011. 76-79 с.

24. Боборыкина О. В., В. А. Насонкин, Ф. Н. Панков. 25 лет геофизическим исследованием в Таврическом национальном университете им. В.И. Вернадского // Сейсмологический бюллетень Украины за 2010 год. Севастополь. 2011. 189-199 с.

25. Пустовитенко Б.Г., Лущик А.В., Боборыкина О.В. и др. Мониторинг сейсмических процессов в Крымско-черноморском регионе. Севастополь, 2014. 264с.

26. Боборыкина О.В., Насонкин В.А., Панков Ф. Н. и др. Комплексные исследования на базе Геофизической обсерватории Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Геологическая среда, минерагенические и сеймотектонические процессы: XVIII международная научно-практическая конференция. Воронеж. 2012. 61-64 с.

27. Шляховий В.П., Булацен В.Г., Боборыкина О.В. та інші. Дослідження регіональних геодинамічних процесів за даними земноприливних спостережень в Кримській сейсмосоні. У Всеукраїнський науково-практичний форум установ НАН України та ВНЗ України. Полтава, 2012. 146-150 с.

28. Календа Павел, Нейманн Либор, А.В. Назаревич, Л.Е. Назаревич, В.А. Насонкин, О.В. Боборыкина. Деформационные волны в тектоносфере земли и сейсмичность (по данным европейской наклонной сети и украинских деформографов). XII th International Conference on Geoinformatics «Deformation waves in the Earth tectonosphere and seismicity (by European tiltmetric network and ukrainian extenzometers data)». Kiev, Ukraine. 2013.

29. Милуков В.К., Виноградов М.П., Лагуткина А.В., и др. Наблюдение собственных колебаний Земли лазерными интерферометрами-деформографами. «Измерительная техника», № 12. М., 2015г. 25-30 с.

РОЛЬ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ДИССИМЕТРИИ СКЛОНОВ ЛОКАЛЬНОГО УРОВНЯ В ГОРНОМ КРЫМУ

Боков В.А.¹, Горбунов Р.В.²

¹Научно-образовательный центр ноосферологии и устойчивого ноосферного развития ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского», Симферополь, Россия, vbokov@mail.ru

²ФГБУН «Карадагская научная станция им. Т.И.Вяземского – природный заповедник РАН», п.г.т. Курортное, Феодосия, Россия, karadag_station@mail.ru

THE ROLE OF PHYSICAL-GEOGRAPHIC PROCESSES IN FORMATION OF LOCAL LEVEL SLOPES DISSYMMETRY IN THE MOUNTAINOUS CRIMEA

Bokov V.A.¹, Gorbunov R.V.²

¹Research and Education Center of Noospherology and Sustainable Noospheric Development V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia, vbokov@mail.ru

²T.I. Vyazemsky Karadag Scientific Station – Nature Reserve of the RAS, Kurortnoe, Feodosia, Russia, karadag_station@mail.ru

В Крыму большое разнообразие физико-географических условий определило большое число форм проявления диссимметрии. Диссимметрия – потерянная симметрия – ключ к раскрытию многих явлений и процессов. Симметричный анализ позволяет раскрыть особенности формирования пространственных различий природных явлений через их сопоставление с идеальной или потенциальной симметрией, которая присуща явлению в момент зарождения в связи с определёнными полями и потоками вещества и энергии. Пространственная структура геосистем есть отражение процессов, протекавших в прошлом, и определяет процессы, которые протекают в настоящем и будут протекать в обозримом будущем.

Рекогносцировочные и маршрутные исследования позволили выявить устойчивую закономерность в распределении крутизны склонов: наиболее крутые склоны ориентированы на юг, юго-запад, наиболее пологие – на север и северо-восток. Склоны других экспозиций занимают промежуточное положение.

ние. Это подтверждается и многочисленными публикациями, в которых рассматриваются склоновые различия. Аналогичная картина характерна для распределения растительного покрова: склоны северных и северо-восточных экспозиций имеют более высокую облесенность, биомассу, видовой состав растений. Для склонов южных экспозиций часто характерны петрофитно-степные ландшафты с небольшим проективным покрытием.

Для получения устойчивых количественных характеристик распределения крутизны и облесенности по экспозициям было произведено определение значений этих показателей на склонах разных экспозиций на территории Горного Крыма по карте масштаба 1:50 000. Средневзвешенная крутизна наиболее значительна у склонов юго-юго-западной экспозиции, наименьшая – у склонов северо-восточной экспозиции. Распределение облесенности носит обратный характер, что свидетельствует о более высоком увлажнении не только южных склонов по сравнению с северными, но и восточных по сравнению с западными. Такое распределение крутизны по экспозициям обычно связывается с действием климатических факторов как современных, так и в прошлые эпохи. Так, Е.А. Пресняков [3] и А.П. Дедков [4] связывают большую крутизну склонов южной экспозиции с интенсивной денудацией на них процессами солифлюкции в условиях перигляциального климата. В Крыму перигляциальные условия, вероятно, не такие устойчивые, как на Восточно-Европейской равнине, как показали Б.А. Вахрушев и Г.Н. Амеличев [5], также имели место.

Средняя крутизна склонов западной экспозиции выше по сравнению с крутизной склонов восточной экспозиции. Но различия между склонами западной и восточной экспозиции не так сильны, как у склонов южных и северных экспозиций.

Такая же закономерность была выявлена Г.П. Бутаковым при анализе диссимметрии склонов восточной части Русской равнины. Но если диссимметрия склонов южной и северной экспозиций связывается в конечном итоге с инсоляционными различиями, то объяснение различий крутизны склонов западной и восточной экспозиции связывают обычно с большим прогревом первых во вторую половину дня. Такое объяснение выглядит не убедительным, поскольку летом в первую половину дня более нагретыми оказываются склоны восточной экспозиции. Формирование климатической диссимметрии между склонами западной и восточной экспозиций можно объяснить особым характером структуры теплового баланса. Т.А. Огнева [6] показала, что после смены знака радиационного баланса в ранние утренние часы основное количество радиационной энергии преобразуется в тонком слое деятельной поверхности в тепло и расходуется на прогревание почвы и на нагревание приземного слоя воздуха. Лишь после уменьшения вертикальных градиентов температуры в почве и в воздухе начинается процесс испарения, который наибольших значений достигает в послеполуденные и вечерние часы. Такое соотношение составляющих теплового баланса имеет принципиальное значение для формирования условий увлажнения на склонах разной экспозиции. На склонах восточной экспозиции, где ос-

новное количество радиационной энергии поступает в дополуденные часы, большая часть энергии расходуется на нагревание воздуха и почвы и меньшая расходуется на испарение. На склонах западной экспозиции имеет место обратная картина: большая часть поступающей радиации расходуется на испарение, что приводит к более значительному иссушению почвенного покрова.

Начальным фактором, повсеместно вызывающим различия склонов локального уровня, является неравномерное поступление солнечной радиации на склоны (инсоляция). Наиболее резкие различия возникают у склонов южной и северной экспозиции. Этот фактор имеет почти планетарный характер (ослабляясь в полярных и приэкваториальных областях). Он вызывает цепь событий, приводящих к различиям в радиационном и водно-тепловом режиме склонов, почвенно-растительном покрове и геоморфологических процессах.

Формирование диссимметрии разных ландшафтных характеристик происходит за разный период времени. Наиболее быстрая реакция на внешние факторы имеет место у метеорологических показателей, далее по этому показателю можно расположить показатели гидрологических условий, растительного покрова, почвенного покрова и рельефа.

В первом блоке различия, задаваемые первичным фактором – неравномерным распределением инсоляции, проявляются далее в микроклиматических различиях, растительном покрове, почвенном покрове, рыхлых отложениях. При этом первичные микроклиматические различия – более сухие и теплые склоны южных экспозиций и более увлажненные и прохладные северных экспозиций – сохраняются и усиливаются в ходе формирования растительного покрова, почвенного покрова и рыхлых отложений. В этом случае имеет место эффект положительных обратных связей, которые усиливают различия по ландшафтным компонентам на сравниваемых склонах.

Таким образом, можно говорить о едином процессе взаимосвязей между микроклиматическими различиями (инсоляционными и теплбалансовыми) и различиями в растительном и почвенном покрове, рыхлых отложений и крутизны склонов.

Фоновое распределение крутизны склонов, влажности почвы, облесенности, характеристик почвенного покрова по экспозициям осложняется, нарушается влиянием других факторов, среди которых

1. Наклон пластов горных пород. В районах, в которых поверхность бронируется известняками (Внутренняя куэста, отдельные участки Главной гряды), падающими на северо-северо-запад под углом 7–10°, нередко склоны, ориентированные на восток оказываются круче противоположных.

2. Роль наклона земной поверхности хорошо проявляется в нижних частях долин рек Бельбек, Кача, Альма и Булганак, где левые берега, ориентированные на север, чаще всего более крутые, по сравнению с противоположными. Это явление вполне объяснимо схемой Н.И. Лысенко, предложенной им для объяснения диссимметрии речных долин [7].

3. Перенос снега при метелях чаще всего имеет место при северо-восточных потоках воздуха. Это приводит к накоплению снега на склонах юго-западной экспозиции. Данный тип диссимметрии развит на тех участках, у которых возможность формирования снегосборов, расположенных к северо-востоку от названных склонов.

4. Меандрирование русловых потоков является повсеместным фактором. Оно изменяет классическое распределение крутизны по экспозициям и смещает знак диссимметрии в противоположную сторону. Таким образом, влияние этого фактора накладывается на другие.

5. Удалось выявить также роль эффектов затенения склонов соседними формами рельефа. Они особенно сильно проявляются для нижних частей склонов южной, юго-западной и юго-восточной экспозиций глубоко врезанных долин в южной части Предгорья. Обычно отмечается, что уменьшение инсоляции связано с обратным наклоном склонов северных экспозиций по сравнению с наклоном солнечных лучей. Обычно эффект затенения приходится на нижние части склонов южной экспозиции, приводит к уменьшению инсоляции на 10–30 % [8]. Особенно ярко этот эффект проявляется в узких долинах.

6. Различия в литологии склонов.

7. Процессы, приводящие к смещению водотоков. Примером данного типа диссимметрии является балка Ашлама-Дере. Ландшафтные различия между склонами северной (грабниково-скальнодубовый лес) и южной (фрагментарная травянистая и кустарниковая растительность) экспозициями очень велики – что создает предпосылки для формирования диссимметрии крутизны склонов: выполаживания склонов северной экспозиции. Но здесь иссушенный склон южной экспозиции является более пологим, что можно объяснить более активным сносом с него рыхлого материала микроручейково-овражной сетью и оттеснением русла водотока к противоположному склону. Причина такой активности очевидно связана с несимметричностью водораздельной поверхности плато Бешкош: поскольку слои известняков наклонены на северо-северо-запад, то водораздельная линия проходит ближе к северному склону плато и большая часть стока направляется к южному склону. Малое проективное покрытие на этом склоне дополнительно способствует сносу рыхлого материала. Бронирование долины плотными известняками приводит к консервации склона северной экспозиции, который, за счёт эффектов затенения характеризуется более влажными условиями, что привело к формированию здесь лесного покрова. Это лесное сообщество ограничивает на этом склоне эрозионную деятельность и снос рыхлого материала, хотя процессы крипа и выполаживания более активно идут на склонах теневых экспозиций [9].

Классически, географические работы по анализу диссимметрии рельефа были направлены на сравнение противоположно экспозиционных склонов. Однако такой подход не достаточен, т.к. сами ландшафтные комплексы не являются симметричными, и эта диссимметрия так же, как и в классическом варианте, обусловлена теми процессами и факторами, которые оказывают воздействие на

комплекс. В связи с этим, нами предлагается введение такого понятия как собственная (внутренняя) диссимметрия ландшафтного контура. Под собственной диссимметрией нами понимается диссимметрия самого ландшафтного контура. Её можно рассматривать как результат, стадию развития сравнительной диссимметрии. Но с другой стороны, усложняясь, внутренняя диссимметрия приводит к усложнению сравнительной диссимметрии. Формирование собственной диссимметрии подчинено ландшафтно-климатическим процессам, которые приводят к неравномерной пространственно-временной дифференциации вещества и энергии в пределах конкретного ландшафтного контура, что, в свою очередь, приводит к его усложнению. Она проявляется в форме контура, в отклонении ядра комплекса от геометрического центра контура, в различиях частей и границ комплекса.

Литература

1. Колбин М.Ф. К вопросу об асимметрии склонов // Изв. Всесоюзного географического об-ва. 1945. Т.77. Вып. 1-2. С. 26–32.
2. Перов В.Ф. Об асимметрии эрозионных форм // Ученые записки Московского университета. 1956. Вып. 182. С. 44–51.
3. Пресняков Е.А. Об асимметрии долин в Сибири // Вопросы геологии Азии. М., 1955. С. 391–396.
4. Дедков А.И. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Издательство Казанского университета, 1970. 256 с.
5. Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н. К вопросу о возможности оледенения Крымских гор // Физическая география и геоморфология. 2001. Вып. 40. С. 139–153.
6. Огнева Т.А. Роль радиационного баланса в суммарном испарении // Тепловой баланс. Труды Главной Геофизической обсерватории им. В.И. Воейкова. 1967. Вып. 193. С. 130–136.
7. Лысенко Н.И. О причинах асимметрии речных долин Крыма // Известия Всесоюзного географического общества. 1966. Т. 98. Вып. 4. С. 357–361.
8. Смирнов В.О. Роль местоположений в дифференциации тепла и влаги в Горном Крыму: автореферат дисс. ... канд. геогр. наук: спец. 11.00.01 «Физическая география, геофизика и геохимия ландшафтов». Симферополь, 2009. 22 с.
9. Клюкин А.А. Экзогеодинамика Крыма. Симферополь: Таврия, 2007. 320 с.

ПОЭТИЧЕСКИЕ ОБРАЗЫ КРЫМСКОГО РЕЛЬЕФА

Болысов С.И., Фузеина Ю.Н.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, sibol1954@bk.ru, donaldw@bk.ru

POETIC IMAGES OF THE CRIMEAN RELIEF

Bolysov S.I., Fuzeina Y.N.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, sibol1954@bk.ru, donaldw@bk.ru

Немало образов рельефа Крыма представлено в произведениях крупнейших отечественных поэтов, причем нередко геоморфологические по своей сути описания не только наглядно иллюстрируют морфологию рельефа, но и дают богатую информацию о его генезисе или современной динамике.

Не оставил без внимания рельеф Крыма А.С. Пушкин. Вот как ёмко фиксирует он в стихотворении «Кто видел край...» геоморфологический образ Крыма, где близко подходят друг к другу сравнительно невысокие Крымские горы и берег Черного моря: «...весело шумят <u>блещут воды / И мирные ласкают берега, / Где на холмы под лавровые своды / Не смеют лечь угрюмые снега?.. / Я помню скал прибрежные стремнины, / Я помню вод веселые струи, / И тень, и шум – и красные долины,.. / Увижу ль вновь сквозь темные леса / И своды скал, и моря блеск лазурный.» Продолжает он этот цельный образ и в произведении «Редет облаков летучая гряда»: «Редет облаков летучая гряда; / Звезда печальная, вечерняя звезда, / Твой луч осеребрил увядшие равнины, / И дремлющий залив, и черных скал вершины;..». Упоминаются подобные образы и в «Бахчисарайском фонтане» (в том числе – «утёсы Аю-Дага»), и в «Евгении Онегине» («Прекрасны вы, брега Тавриды»). Характерно, что весьма близкий обобщенный образ крымского рельефа даёт и современник Пушкина В.Г.Бенедиктов в «Близ берегов»: «К громадам скал приник залив, / И воды трепетные млеют...», а позднее – и В.Я.Брюсов («День растоплен; море сине»): «...море сине; / Подступили близко горы...».

Рассмотрим удачные, на наш взгляд, примеры поэтических описаний разных аспектов предмета геоморфологии для крымского рельефа.

Безусловно, чаще всего (и наиболее ярко) фигурирует в описаниях морфология рельефа – его общий морфографический облик, крутизна склонов, расчлененность. Образ Крымских гор лаконично сформулировал И.А.Бунин в стихотворении с говорящим названием «С обрыва»: «Стремнина скал. Волной железной / Здесь плоскогорье поднялось / И над зияющей бездной, / Оцепенев, оборвалось. // Здесь небо ясно, – слой тумана / Ползет под нами, как дракон, — / И моря синяя нирвана / Висит в пространстве с трёх сторон...» Высокие субгоризонтальные либо пологонаклонные вершинные поверхности резкими бровка-

ми обрываются и сменяются крутыми склонами, и, опять-таки, подчёркивается контраст с близко подступающим морем. Сходную в общих чертах картину Крымских гор представляет А.А.Луговой («Горы»): *«Роскошной природы роскошна картина. / По берегу моря рукой исполина / Разбросаны горы высокой грядой, — / Свинцовые тучи нестройной толпой, / Как тени, в скалистых ущельях теснятся / И выхода ищут... чернеют... клубятся... / Скрываются горы в туман,... / Морицины легли на скалистом челе, / Нахмурили брови свои великаны, / И к морю с вершин уж сползают туманы».*

Показательно, что в первую очередь привлекают поэтов господствующие вершины – самые высокие либо выделяющиеся на общем фоне своей формой: Чатырдаг, Ай-Петри, Аю-Даг, Карадаг. Как ни странно, реже фигурирует в поэзии высочайшая точка Крыма Роман-Кош, что, видимо, связано с относительно менее эффективным ее положением – дальше от южной бровки Главной Крымской гряды. Впрочем, иногда он все же упоминается именно благодаря максимальной для полуострова абсолютной высоте, в частности – у современного поэта-песенника Ю.С. Энтина: *«Пускай, быть может, Роман-Кош / На Эверест и не похож, / Но это наша первая вершина. / Без Гималайских ледников / Проверить можно, ты каков...»* («Первая вершина»). Более заметно выделяющиеся на фоне гряды вершины существенно чаще становятся «героями» поэтических произведений. Так, доминирующее в рельефе положение Чатырдага отмечают Д.И. Стахеев: *«И гор Таврических далекие вершины, / И их глава – угрюмый Чатырдаг...»* («Туманный день...»); В.А. Шуф в стихотворении «Чатырдаг»: *«Видишь там среди тумана, / Сквозь ночную тьму, / Чатырдага великана / Белую чалму? // На груди его могучей / Ветер, дух небес, / Словно бороду, дремучий / Кольхает лес. // И, склонив на землю око / С мрачной высоты, / Сторожит он одиноко / Горные хребты».*

Пожалуй, самым популярным стихотворным крымским персонажем является Ай-Петри. Очевидно, это обусловлено и собственно впечатляющей морфологией этой вершины, и ее положением над активно посещаемой издавна «жемчужиной» Крыма – Ялтой. Вот как подчеркивается доминирующее положение Ай-Петри над Яйлой В.Я. Брюсова («Звезда затеплилась...»): *«А сзади, закрывая даль, / Уходит в небо пик Ай-Петри»;* князя П.А. Вяземского («Возвращаясь из Кореиза»): *«Вдоль моря громады утесов / Сплотились в единый утес: / Над ними колосс из колоссов / Ай-Петри их всех перерос»;* и у графа А.А. Голенищева-Кутузова («Ай-Петри»): *«Далеко в небесах угрюмый исполин, — / Ай-Петри, – манит взор заоблачно высью».* Неоднократно повторяется у разных поэтов зубчатый облик этого денудационного останца, в основе которого – реликтовый коралловый риф. У М.П. Розенгейма («Черное море»): *«Зубчатый. Ай-Петри синее во мгле»;* у В.И. Стражева («Олеандр опьяняет пьяный»): *«Ай-Петри зубцы / Горделиво надели венцы / В золоте заката»;* у А.А. Чумаченко: *«Лиловойдымкою одетый / Ай-Петри с зубчатой вершиной / Стоит, как остатки развалин, / Над тихой, уснувшей землей».* В описании горы князем Н.М. Кугушевым («Ай-Петри») читаются и слагающие ее рифовые из-

вестняки: *«И грозные обрывы белых скал...»*. Особо следует отметить описание этого участка Крымских гор графом А.К. Толстым, где он не только указывает на выдающийся облик вершин, но и точно фиксирует роль горной гряды как климатораздела между умеренным и субтропическим климатом: *«Над неприступной крутизной / Повис туманный небосклон; / Там гор зубчатую стеною / От юга север отделен»*.

Весьма часто фигурирует в произведениях поэтов и гораздо менее высокий, но экзотический для данного участка Южного Крыма знаменитый лакколлит Аю-Даг (Медведь-гора). В стихотворении с названием собственно «Аю-Даг» К.Д. Бальмонт так характеризует эту приметную гору: *«Застыл, как изваяние, тяжёлый Аю-даг»*. В одноименном стихотворении П.А. Вяземский обыгрывает русское название Медведь-гора: *«Там, где извилины дороги / Снуют свою вокруг моря сеть, / Вот страшно выполз из берлоги / Громадной тучности медведь. / Глядит налево и направо, / И вдали он смотрит свысока, / И подпирает величаво / Хребтом косматым облака»*. Как видим, «инородное» интрузивное происхождение Аю-Дага, выделяющее его и по «массивному» облику на фоне гряды, сложенной преимущественно осадочными породами, не могло не привлечь особого внимания литераторов.

Тем более экзотично выглядит редкий в Крыму реликтовый вулкан Карадаг. Адекватный образ этой впечатляющей формы воссоздан П.С. Соловьевой (дочерью классика российской истории С.М. Соловьева) в произведении с точным названием «Погасший вулкан»: *«Для взоров любящих так дорого-знакомы / Твоих морщин причудливых изломы, / Чудовищ каменных навек застывший шаг, / Всех вековых загадок разрешение / Почит здесь, в твоём окаменении, / Суровой древностью венчаный Карадаг...»*. Обзор разных поэтических образов Карадага позволяет получить весьма полное представление об этой яркой форме рельефа – и о морфологии, и о генезисе, и о древнем его возрасте, и даже о характере слагающих его пород. М.И. Алигер («Утренняя песня») пишет о нем: *«Старая громада Карадага...»*. В.М. Тушнова («У мокрых камней выгибает волна») отмечает характерный черный цвет вулкана, существенно базальтового (хотя и не только) состава: *«Над черным хребтом Карадага...»*. Реликтовый характер вулкана, отраженный в его облике, отмечает, вслед за П.С. Соловьевой, советский поэт А.М. Ревич («Карадаг»): *«Древний мир был скалист и ущелист, / кручей высился в жарких лучах...»*. Вулканический генезис с соответствующим проявлением его в морфологии напрямую указывается другим советским литератором В.Б. Микушевичем (стихотворение с тем же названием «Карадаг»): *«Над морем вкрадчивым ребристый Карадаг / Навеки в сумерках оваян лавой ржавой, / И в скользких трещинах опасен каждый шаг...»*. Немало авторов упоминают удивительное легендарное сходство профиля Карадага с главным его певцом М.А. Волошиным (о нем еще будет речь). Л.Н. Мартынов («В Коктебеле у Волошиных»): *«Тень Карадага – профиль Волошина, / На море вулканом отброшенный...»*; В.Н. Соколов («Опаловое море. Карадаг»): *«Карадаг. / Скала с тяжёлым профилем поэта»*; Е.М. Николаевская («Кара-

даг»): «*Что судьбою положено – / Не отдам за мильон! / Справа – профиль Во-
лошина, / Слева – Хамелеон...*».

Привлекает внимание поэтов (хотя, конечно, не столь же часто) и «фоновая» вершинная поверхность Главной Крымской гряды – Яйла, возвышающаяся над крутым Южным берегом и богатая карстовыми формами в слагающих ее известняках (о них – ниже). Емкий образ Яйлы предлагает М.Ф. Сарандинаки («Таврида»): «*Чудесный край! В одно мгновенье / Ты нам являешь и снега – / Огромной Яйлы украшение – / И благовонные луга; / ...здесь с шумом бьют / Из-под сенистого навеса / Гранитно-мишистого утеса / Кристаллоподобные ручьи; / Их жизни полные струи / Поют окрестности прохладой...*» (справедливости ради, отметим, что гранитные утесы – это образ стойких скальных пород, но не констатация реального петрографического их состава). Более «ландшафтное» описание Яйлы у М.Ф. Сарандинаки удачно дополняется более «геоморфологической» характеристикой у М.А. Зенкевича («На Яйле»): «*Гнездовье грифов здесь я озираю / С кормы утесистой я, как Язон, – / Золоторунный без конца и краю / От облачной овчины горизонт... / И мне понятна синих волн тревога: / Штурмуя штормами, они никак / Веками с голоду сглотать не могут / Яйлы акрополь, взлет известняка, / И этот выщербленный и высокий, / Такой бесплодный каменистый скат*». Как видим, в отличие от Сарандинаки, Зенкевич геологически точен, как и в своей самобытной манере И.В. Северянин («От Севастополя до Ялты»): «*Вам, горы юга, вам, горы Крыма, / Привет мой северный! / Направо – море, налево – скалы / Пустынно-меловы. / Везде провалы, везде обвалы / Для сердца смелого. / Окольчит змейно дорога глобус – / И нет предельного! / От ската к вскату дрожит автобус,.. / Пыль меловая...*». Лако-нична характеристика резкой яйлинской бровки у И.А. Бунина («Обрыв яйлы»): «*Обрыв яйлы. Как руки фурий, / Торчит над бездною из скал / Колючий, искривленный бурей, / Сухой и звонкий астрагал*» (вспомним также отмеченное выше бунинское описание Яйлы в стихотворении «С обрыва»). О таких обрывах Яйлы к Черному морю пишет и О.Э. Мандельштам, ассоциируя Южный берег Крыма (ЮБК) с границей России («Не веря воскресенья чуду»): «*–Ты знаешь, мне земля повсюду / Напоминает те холмы. / Я через овиди степные / Стремил-ся в каменистый Крым, / Где обрывается Россия / Над морем черным и глухим*».

Существенно реже фигурирует в поэзии рельеф более низких северных гряд Крыма. Чаще всего упоминаются эффектные скалы богатого историческими событиями района Бахчисарая (начиная с Пушкинского «Бахчисарайского фонтана»). Г.П. Данилевский («Бахчисарайская ночь») связывает воедино эффектные куэсты Тепе-Кермена и Чуфут-Кале с укоренившимся образом Востока для этого региона с татарским населением (а ранее – и караимским): «*Сакли и утесы / Мглой осенены. / На террасах розы / В сон погружены...*». Особый мистический колорит, который придают этим грядам древние пещерные города караимов, передает А.К. Толстой («Тяжел наш путь...»): «*Взгляни наверх: то не аул, / Гнезду орлиному подобный, / То целый город; смолкнул гул / Народных празд-*

неств и торговли, / И ветер тления подул / На Богом проклятая кровли. / Во дни глубокой старины / (Гласят народные скрижали), / Во дни неволи и печали, / Сюда Израиля сыны / От ига чуждого бежали, / И град возник на высях гор... / И город вымер. Здесь и там / Остатки башен по стенам, / Кривые улицы, кладбища. / Пещеры, рытые в скалах, / Давно безлюдные жилища, / Обломки, камни, пыль и прах, / Где взор отрады не находит...». Веком позже сходный образ возникает у С.П. Щипачева («Чуфут-Кале»): «Когда-то и в Чуфут-Кале / Шумела жизнь, и с облаками / Седые башни на скале / Сплетались дымными руками» (заметим, что «седина» башен отражает существенно карбонатный состав слагающих гряды пород).

Равнинный степной Крым, хотя занимает основную часть площади полуострова, нечасто вызывал поэтические образы – из-за своей монотонности и «привычности». Тем не менее, некоторые строки характеризуют рельеф и этой степной области Крыма. Так, у И.А. Бунина («В Крымских степях») читается бескрайность этой плоской, южнее – пологоволнистой равнины: «Синеет снеговой простор, / Померкла степь. Белее снега / Мерцает девственная Вега / Над дальним станом крымских гор» (как видим, все же горы даже здесь, на удалении от них, притягивают взгляд автора).

Наряду с крупными морфологическими комплексами (либо их господствующими вершинами), характеризуются поэтически и некоторые конкретные (тоже визуально выделяющиеся) формы рельефа – как эндогенные (включая упоминавшиеся вулканическую и интрузивную, а также тектонические и тектоно-денудационные), так и экзогенные – флювиальные, карстовые, береговые и др. (во многих случаях с четко отображенными генетическими признаками этих форм). Из тектонических часто фигурирует так называемая Байдарская «долина», представляющая собой генетически на самом деле межгорную котловину (тектоническую), а морфологически – один из самых аттрактивных пейзажных участков на юго-западе Крыма. Пожалуй, наиболее цельное описание ее дал И.А. Бунин в одноименном стихотворении: «Вся долина в зеленых садах, / Вся долина полна ароматом, / По горам, на цветущих холмах, / Кипарисы толпятся по скатам. // Тонут горные кручи кругом / В голубом, чуть заметном тумане; //...Но манят очарованный взор / Еще больше крутые стремнины, / Где долина сокрылась меж гор / И нависли утесов вершины...». Особенно впечатляющим является Байдарский перевал, оконтуривающий котловину с юга, с которого открывается панорамный вид на Южный берег Крыма. С естественным рельефом здесь удивительным образом гармонирует антропогенная составляющая – знаменитый серпантин от перевала к морю и построенный на Красной скале (структурно-денудационный останец) над Форосом Храм Воскресения Христова (1892 г.). «Мне не забыть вас, чудные картины! / Громады желтых, серых скал / Над головой моей толпятся и висят, / Дорожку узкую с боков теснят; / А сверху вниз ползут глубокие стремнины / До берега, где бьет о камни бурный вал, / С усиьем тщетным, бесконечным, / И как бы с ропотом сердечным. // Морская гладь блестит небесными цветами, / Прозрачен воздух, как хрусталь,

/ И величавая простая красота / Повсюду щедрою рукою разлита. / Всем чувством погружаясь вдаль, / Забудешься, не различишь глазами, / Где край небес, где край морской / С их необъятной глубиной. // Просторный, безграничный круг! / Из тела вон душа стремится, / В эфир небесный хочет погрузиться, / Купаться в нем, летать...И вдруг – / Еще чудеснее явление: мощная скала / Главу под свод небесный вознесла, / А на скале – символ спасенья, / Храм златоглавый Воскресенья //...Краса изящная в горах, / Стопою на скале, главою в небесах!...» («От Алупки до Байдар»). Этот образ дополняет А.С. Рославлев («Воспоминанье»): «Держусь за выступ царственной скалы, / Вознесшей к солнцу недоступный гребень. / Дорога вниз свивается кольцом, / Мажары скрип, хрустит под нею щебенка...».

Из флювиальных форм наиболее привлекает поэтов, конечно же, высочайший в Крыму, почти 100-метровый водопад Учан-Су в русле одноименной реки, низвергающейся с Яйлы. «Горный лес задрожал, / Зашумел между скал водопад Учан-Су...» (К.Д. Бальмонт, «Крымская картинка»). «Свежее веет воздух горный, / Невнятный шум идет в лесу: / Поет веселый и проворный / Со скал летящий Учан-Су! // Глядишь – и точно застывшая, / Но в то же время ропот свой, / Свой легкий бег не прерывая, / Прозрачной пылью снеговой // Несется вниз струя живая, — / Как тонкий флер, сквозит огнем, / Скользит со скал фатой венчалной / И вдруг и пеной, и дождем / Свергаясь в черный водоем, / Бушует влагою хрустальной... / А горы в синей вышине!...» (И.А. Бунин, «Учан-Су»).

Большинство эрозионных форм Крыма (особенно степного), созданных, как правило, реками с небольшой водоносностью, не поражают воображение наблюдателей и, соответственно, поэтов. Как метко пишет В.Г. Бенедиктов («Потоки»): «Не широки, не глубоки / Крыма водные потоки...»; но, в отличие от равнинного Крыма, на Южном берегу они весьма энергичны: «Но зато их целый рой / Сброшен горною стеной / И бегут они в долины, / И чрез камни и стремнины / Звонкой прыгают волной, / Там вьются в живом узоре, / Там теряясь между скал, / Или всасываясь в море / Острием змеиных жал...» (В.Г.Бенедиктов, там же). Учан-Су – наиболее выдающийся из таких горных потоков. Из равнинных речных долин разве что крупнейшая из них – долина Салгира – придает все же некоторое разнообразие невыразительному в целом рельефу. Это отмечает и сам А.С. Пушкин: «На берегах Веселого Салгира...» («Желание»).

Один из особо приметных для Крыма генетических комплексов – карстовый. Есть немало точных описаний карстовых форм полуострова, приуроченных, в первую очередь, к известняковым толщам Яйлы. Так, гидрогеолог и поэт Н.А. Головкинский, открывший некоторые из крымских пещер, посвятил стихотворение пещере Суук-Коба: «Темный вход, / Точно зев отверстый ада, / Души жертв заблудших ждет. / Сходят робкими шагами Вниз, по скользкой крутизне; / Грязь и камни под ногами, / Тьма и холод в глубине. / Ни луча дневного света, / Знаков жизни ни следа... / Как в гробу; лишь слышно, где-то / Звонко

капает вода. / Сырость, мрак. Грудь дышит трудно. / Пламя тусклое свечей / Озаряет крайне скудно / Группы вычурных камней. / Отовсюду сталактиты, / То отдельно, то под ряд, / То в сплошные массы слиты, / Будто искрами блестят. / Боковые коридоры / По стенам, то там, то тут, / Как чудовищ адских норы, / В недра страшные ведут...» («Пещера Суук-Коба»). Не менее цельный образ дает подобной форме субрельефа В.Г. Бенедиктов («Пещеры Кизиль-Коба»): «Где я? - В какой-то мгле сырой; / Тяжелый свод над головой: / Я в мрачной области пещер, / Которым нет числа и мер; / С семьею спутников моих / Погряз я в пропастях земных. / Но вот – в утробе мы земли / Свои светильники зажгли – / И озарен подземный дом. / Гляжу: сокровища кругом; / В роскошных формах сталактит / Холодной накипью блестит; / Там в тяжких массах вывел он / Ряд фантастических колонн; / Здесь облачный покинул свод; / Тут пышным пологом идет, / И, забрав в складках надо мной, / Висит широкой бахромой, / ...То – узкий ход, то – целый храм / И перлы, перлы по стенам. / Волшебный блеск! Вся глубина / Алмазами окроплена: / Коснитесь – влага! – Капли слез, / Скажите, кто сюда занес? / ...Идем вперед – ползем – скользим, / Подземный ход неистоим...». Он же в упоминавшемся уже стихотворении «Потоки» отображает и деятельность подземных (либо частично подземных) потоков, и формирование из них источников типа воклюзов: «Смотришь: вот – земля вознулась / В глубину глухим котлом, / И растительность кругом / Густо, пышно развернулась. / Чу! Ключи, ручьи кипят, – / И потоков быстрых змейки / Сквозьподземные лазейки / Пробираются, шипят; / Под кустарником кудрями / То скрываются в тени, / То блестящими снурами / Меж зелеными коврами / Передернуты они, / И, открыты лишь частями, / Шелковистый режут дол, / И жемчужными кистями / Низвергаются в котел. / И порой седых утесов / Расплываются глаза, / И из щелей их с откосов / Брызжет хладная слеза; / По уступам в перехватку, / В пересыпку, в пережатку, / Слезы те бегут, летят, / И снопами водопад, / То в припрыжку, то в присядку, / Бьет с раската на раскат; / То висит жемчужной нитью, / То, ударив с новой прытью, / В перегиб и в перелом / Он клубами млечной пены / Мылит скал крутые стены, / Скачет в воздух серебром, / На мгновенье в безднах вязнет / И опять летит вперед, / Пляшет, отпрысками бьет...». Здесь отчетливо читаются не только пещеры и естественные мосты, но и эвразийские котлы, созданные воклюзами, и слепые овраги, и карстовые шахты. Наконец, в «Чатырдагских ледниках» В.Г. Бенедиктов дает описание и таких деталей карстового рельефа, как существование ледяных пещер (отмечая при этом, что лед этих подземных полостей – один из источников питания родников): «Разом здесь из жаркой сферы / В резкий холод я вошел. / Здесь, на дне полу-пещеры – / Снега вечногого престол... / Здесь мороженого чаша / Для гостей припасена / И природой подана. / И запас другого блага / Скрыт здесь – в ребрах Чатырдага: / Тех ключей, потоков, рек / Не отсюда ль прыщит влага?.. / В этой груди снежных складов / Лишь до времени тверда / Тех клокочущих каскадов / Серебристая руда; / Но тепло ее затронет,

/ Перетрет между теснин, / Умягчит, и со стремнин / Подтолкнет ее, уронит / И струистую погонит / В область дремлющих долин.»

Из всего сказанного очевидны генетические признаки форм различного происхождения. Выше говорилось и о некоторых возрастных приметах крупных форм («Погасший вулкан»; «Старая громада Карадага...»). В дополнение приведем слова В.Г. Бенедиктова о факторе времени в рельефообразовании в Южном Крыму – на примере знаменитого Хаоса («Между скал»): *«Белело море вечной пеной. / Татарский конь по берегу мчал / Меня к обрывам страшных скал / Меж Симеисом и Лименой, – / И вот – она передо мной / Ужасной высятся преградой; / На камне камень вековой; / Стена задвинута стеной; / Громада стиснута громадой; / Скала задавлена скалой. / Нагромоздившиеся глыбы / Висят, спираясь над челом, / И дико брошены кругом / Куски, обломки и отшибы; / А время, став на их углы, / Их медленно грызет и режет. / Здесь слышен визг его пилы, / Его зубов здесь слышен скрежет...»*. Удивительное восприятие автором процессов выветривания и собственно гравитационной денудации с учетом фактора возраста! Результат селективной денудации – витиеватые по морфологии формы структурно-денудационного комплекса (денудационные останцы) – ярко характеризует и О.Ф. Берггольц («Карадаг»): *«И камни, видные едва / со дна прибрежного селенья, / здесь принимают форму льва, / монгола, женщины, оленя...»*.

Особенно наглядны описания динамики современных экзогенных процессов. Об эрозионно-эвразийных, отчасти о склоновых и карстовых, – сказано выше. В первую же очередь привлекают поэтов эффектные береговые процессы. «Вживую» описывает И.А. Бунин процесс абразии на крымских берегах в «Океанидах»: *«В полдневный зной, когда на щебень, / На валуны прибрежных скал, / Кипя, встает за гребнем гребень, / Крутясь, идет за валом вал, — / Когда изгиб прибоя блещет / Зеркально вогнутой грядой / И в нем сияет и трепещет / От гребня отблеск золотой. / Как весел ты, о буйный хохот, / Звенящий смех Океанид, / Под этот влажный шум и грохот / Летящих в пене на гранит!...»*. Сходную береговую динамику описывает и П.Д. Бутурлин («Крымские песни»): *«Волны бросаются жадной грядой; / Буря шумит и растет непогода. / Берег исчезнет под черной водой: / Волны бросаются жадной грядой...»*. Весьма метким представляется образ жадных волн, активность которых приведет действительно к тому, что «берег исчезнет под черной водой». А в стихотворении «Море» у А.А. Лугового угадывается как результат абразии и волноприбойная ниша под высоким клифом: *«...Лазурное море жемчужной волной / Подножья скалистых вершин омывает, / Играя, волна за волной набегаем / И, с шумом ударяясь о берег крутой, / Катится назад серебристой каймой, / Вдоль берега след оставляя; / ...О царствах, сокрытых в морской глубине / Утесам-гигантам лепечут они; / И к морю склонились утесы, внимая / Легендам далекого, чудного края»*.

Олицетворением поэтической характеристики крымского рельефа (и не только рельефа) является творчество символа Крыма – М.А. Волошина. Приве-

дем в заключение именно его наиболее яркие геоморфологические образы полуострова. «Припаду я к острым щебням, к серым срывам размытых гор» («Я иду дорогой скорбной в мой безрадостный Коктебель»). «А груди валунов и глыбы голых скал / В размытых впадинах загадочны и хмуры. / В крылатых сумерках — намеки и фигуры... / Вот лапа тяжкая, вот челюсти оскал, / Вот холм сомнительный, подобный вздутым ребрам. / Чей согнутый хребет порос, как шерстью, чобром? / Кто этих мест жилище: чудовище? титан?» («Старинным золотом и желчью напитал...»). «Над зыбкой рябью вод встает из глубины / Пустынный кряж земли: хребты скалистых гребней, / Обрывы черные, потоки красных щебней — / Пределы скорбные неизвестной страны» («Коктебель»). «Травую жесткою, пахучей и седой / Порос бесплодный скат извилистой долины. / Белеет молочай. Пласты размытой глины / Искрятся грифелем, и сланцем, и слюдой... / А выше за холмом лиловые вершины / Подъемлет Карадаг зубчатую стеной» («Полдень»). «С вознесенных престолов моих плоскогорий / Среди мертвых болот и глухих лукоморий / Мне видна вся туманом и мглой и тоской / Повитая Киммерии печальная область. / Я пасу костяки допотопных чудовищ. / Здесь базальты хранят ореолы и нимбы / Отверделых сияний и оптики слав, / Шестикрылых распятых в скалах херувимов / И драконов, затянутых илом, хребты» («Киммерийская Сивилла»). «С тех пор как отроком у молчаливых / Торжественно-пустынных берегов / Очнулся я — душа моя разъялась, / И мысль росла, лепилась и ваялась / По складкам гор, по выгибам холмов. / Огонь древних недр и дождевая влага / Двойным резцом ваяли облик твой, — / И сих холмов однообразный строй, / И напряженный пафос Карадага, / Средоточенность и теснота / Зубчатых скал, а рядом широта / Степных равнин и мреющие дали. / Стиху — разбег, а мысли — меру дали. / Моей мечтой с тех пор напоены / Предгорий героические сны / И Коктебеля каменная грива; / Его полынью хмельна моей тоской, / Мой стих поет в волнах его прилива, / И на скале, замкнувшей зыбь залива, / Судьбой и ветрами изваян профиль мой». («Коктебель»). И, конечно же, несравненный «Карадаг»: «Преградой волнам и ветрам / Стена размытого вулкана, / Как воздымающийся храм, / Встает из сизого тумана. / По зыбям меркнувших равнин, / Томимым неумной дрожью, / Направь ладью к ее подножью / Пустынным вечером — один. / И над живыми зеркалами / Возникнет темная гора, / Как разметавшееся пламя / Окаменелого костра. / Из недр изверженным порывом, / Трагическим и горделивым, / Взметнулись вихри древних сил — / Так в буре складок, в свисте крыл, / В водоворотах снов и бреда, / Прорвавшись сквозь утор веков, / Клубится мрамор всех веков — / Самофракийская Победа!». Оставим волошинские образы почти без комментариев: по существу в приведенных строках — обобщение всего вышесказанного — и о морфологии, и о механизме формирования крымского рельефа, и о слагающем его субстрате. Отметим лишь лаконичное и изящное изложение классического в геоморфологии тезиса о рельефе как результате взаимодействия эндогенных и экзогенных сил: «Огонь древних недр и дождевая влага / Двойным резцом ваяли облик твой...», а также яркую характеристику рождения знаменитого

крымского вулкана. Думается, есть какая-то высшая справедливость, что тот самый «двойной резец» изваял на контакте Карадага и черноморского берега, по всеобщему признанию, именно профиль Максимилиана Волошина: *«Скалистых гор зубчатый оком / Замкнул залив Алкеевым стихом, / Асимметрично-строгими строфами. / Здесь стык хребтов Кавказа и Балкан, / И побережьям этих скудных стран / Великий пафос лирики завещан / С первоначальных дней, когда вулкан / Метал огонь из недр глубинных трещин / И дымный факел в небе потрясал. / Вон там — за профилем прибрежных скал, / Запечатлевшим некое подобье / (Мой лоб, мой нос, ощерье и подлобье), / Как рухнувший готический собор, / Торчащий непокорными зубцами, / Как сказочный базальтовый костер, / Широко вздувший каменное пламя, — / Из сизой мглы, над морем вдалеке / Встает стена... Но сказ о Карадаге / Не выцветить ни кистью на бумаге, / Не высловить на скудном языке...»* («Дом поэта»). Не согласимся лишь с последним утверждением поэта: ему это «высловить» удалось (и, кстати, «выцветить» кистью – тоже).

Все здесь сказанное – не только воплощенная в слове истинная красота рельефа самобытного региона (что, на наш взгляд, самоценно). Как нам представляется, поэтические геоморфологические образы Крымского рельефа – наглядный пример диалектического единства двух разных форм отображения в сознании рельефа как объективной реальности – науки и искусства (в широком толковании последнего). Науку о рельефе и искусство слова роднит именно наличие образа (в нашем случае – образа рельефа). Научные образы – это геоморфологические термины и описания форм рельефа, поэтические – те ассоциации, которые рождают эти формы в сознании литераторов. Думается, именно сочетание рациональных (более четких и «сухих») и чувственных (от изящных до изощренных) образов дает наиболее полную картину рельефа (чем, кстати, активно пользовались классики геоморфологии – И.В. Мушкетов, И.С. Щукин, В.А. Обручев и другие). Это – возможность максимально полного познания объекта геоморфологии (как и объектов иных наук о Земле). На рубеже прошлого и нынешнего века в рамках экологической геоморфологии возникли два новых, тесно связанных между собой ее направления – эстетическая и рекреационная геоморфология. «Эстетическая геоморфология изучает прекрасное в рельефе, т.е. выявляет, классифицирует и оценивает эстетические свойства рельефа земной поверхности, выясняет воздействие морфологических ландшафтов на культуру и здоровье человека через его эмоциональный дух и творчество» [1], с.89-90, по [2]. Рекреационная геоморфология изучает рельеф как условие и ресурс туризма, и основной ресурс базируется именно на эстетических свойствах рельефа (в частности – на геоморфологических памятниках природы) [3, 4]. Представляется очевидным, что поэтические образы рельефа (например, Крымского) – богатейший кладезь эстетических впечатлений и тонкий инструмент того самого выявления прекрасного в рельефе. Добавим, что использование поэтических геоморфологических образов – один из наиболее перспективных и продуктивных источников для разного рода активных форм

геоморфологического обучения – деловых игр, олимпиад и т.п. Полагаем, воспеваемый поэтами рельеф – не менее впечатляющий, нежели его поэтические описания.

Литература

1. Лихачева Э.А. Рельеф – его сущность и красота. М.: Медиа-Пресс, 2015, 144 с.
2. Тимофеев Д.А., Борсук О.А., Уфимцев Г.Ф. Геоморфология вчера, сегодня и завтра // Геоморфология, 1999, № 4, с. 3-10.
3. Бредихин А.В. Рекреационно-геоморфологические системы. М.: Смоленск: Ойкумена, 2010, 324 с.
4. Экологическая геоморфология: новые направления / Под ред. С.И. Большова. М.: Географический факультет МГУ, 2015, 220 с.

В статье использованы следующие произведения: Алигер М.И. *Утренняя песня*. Бальмонт К.Д. *Аю-Даг*. Бальмонт К.Д. *Крымская картинка*. Бенедиктов В.Г. *Близ берегов*. Бенедиктов В.Г. *Между скал*. Бенедиктов В.Г. *Пещеры Кизиль-Коба*. Бенедиктов В.Г. *Потоки*. Бенедиктов В.Г. *Чатырдагские ледники*. Берггольц О.Ф. *Карадаг*. Брюсов В.Я. *Где подступает к морю сад*. Брюсов В.Я. *День растоплен; море сине*. Бунин И.А. *Байдарская долина*. Бунин И.А. *В Крымских степях*. Бунин И.А. *Океаниды*. Бунин И.А. *С обрыва*. Бунин И.А. *Обрыв Яйлы*. Бунин И.А. *Учан-Су*. Бутурлин П.Д. *Крымские песни*. Волошин М.А. *Дом поэта*. Волошин М.А. *Киммерийская Сивилла*. Волошин М.А. *Карадаг*. Волошин М.А. *Коктебель*. Волошин М.А. *Полдень*. Волошин М.А. *Старинным золотом и желчью напитал...* Волошин М.А. *Я иду дорогой скорбной в мой безрадостный Коктебель*. Вяземский П.А. *Аю-Даг*. Вяземский П.А. *Возвращаясь из Кореиза*. Голенищев-Кутузов А.А. *Ай-Петри*. Головкинский Н.А. *Пещера Суук-Коба*. Данилевский Г.П. *Бахчисарайская ночь*. Зенкевич М.А. *На Яйле*. Кугушев Н.М. *Ай-Петри*. Луговой А.А. *Горы*. Луговой А.А. *Море*. Мандельштам О.Э. *Не веря воскресенья чуду*. Мартынов Л.Н. *В Коктебеле у Волошиных*. М.Б. *От Алупки до Байдар*. Микушевич В.Б. *Карадаг*. Николаевская Е.М. *Карадаг*. Пушкин А.С. *Бахчисарайский фонтан*. Пушкин А.С. *Евгений Онегин*. Пушкин А.С. *Желание*. Пушкин А.С. *Реддеет облаков летучая гряда*. Ревич А.М. *Карадаг*. Розенгейм М.П. *Черное море*. Рославлев А.С. *Воспоминанье*. Сарандинаки М.Ф. *Таврида*. Северянин И.В. *От Севастополя до Ялты*. Соколов В.Н. *Опаловое море*. *Карадаг*. Соловьева П.С. *Погасший вулкан*. Стахеев Д.И. *Туманный день*. Стражев В.И. *Олеандр опьяняет пьяный*. Толстой А.К. *Над неприступной крутизною*. Толстой А.К. *Тяжел наш путь*. Тушнова В.М. *У мокрых камней выгибает волна*. Чумаченко А.А. *Лиловой дымкою одетый*. Шуф В.А. *Чатырдаг*. Щипачев С.П. *Чуфут-Кале*. Энтин Ю.С. *Первая вершина*.

РЕЛЬЕФ КРЫМА В ЖИВОПИСИ

Борсук О.А., Бредихин А.В.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Москва, Россия, Borsuko39@gmail.com,
avbredikhin@yandex.ru

RELIEF OF THE CRIMEA IN PAINTING

Borsuk O.A., Bredikhin A.V.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia,
Borsuko39@gmail.com, avbredikhin@yandex.ru

Стихотворение – говорящая картина.

Картина – немое стихотворение

Древнее японское изречение

Рельеф воспринимается человеком визуально, т.е. зрительно. Художники это восприятие отображают в картинах, очевидно, что художественное осмысление реального рельефа в живописи зависит от времени создания картины, стиля в изображении окружающего мира, техник, используемых художником (масло, гравюра, акварель и т.п.).

Г.Ф. Уфимцев [5] отмечает, что изображение реального рельефа в живописи появляется только в эпоху Возрождения в картинах итальянских художников. Однако, на сохранившихся фресках в Помпеях (1 в. н.э.) уже можно встретить изображения окружающего ландшафта средиземноморского побережья, в том числе и рельефа.

А.В. Бредихин [2] и О.А. Борсук и А.В. Бредихин [1] рассматривают рельеф, опираясь на два базисных понятия: морфологический пейзаж и морфологический ландшафт. Оба понятия обладают главным свойством – разнообразием, которое необходимо учитывать исследователям при оценке эстетической привлекательности рельефа. Пожалуй, впервые В.А. Николаев [3] обратил внимание на разделение понятий «ландшафт» и «пейзаж».

Рассматривая рельеф той или иной части нашей планеты через понятие «морфологический ландшафт», обладающий оригинальным происхождением и морфологией. Наиболее привлекательными для путешественников (рекреантов) и художников выступают морфологические ландшафты, занимающие пограничные позиции на территории, различные по происхождению, а поэтому контрастные по форме, тону и цвету; морские побережья и горы, яркие пляжи и темные дюны, белые и темные массивы гор и т.п.

Рельеф горного и приморского (южного берега) Крыма привлекают путешественников и художников. Наиболее аттрактивные формы и комплексы форм рельефа выделяются как памятники природы – геоморфологические памятники.

Можно наметить размерную иерархию геоморфологических памятников. Макроформы: куэсты, мезоформы: останцы и отдельные горы (Аю-Даг, Чатыр-Даг, Кара-Даг). Это останцовые формы рельефа внутри второй куэсты Крымских гор – Эски-Кермен, Чуфут-Кале и т. п. геоморфологические памятники.

Части мезоформ: отдельные скальные массивы и крупные скалы Аделяры, Золотые ворота Кара-Дага и т.п.

Морфологические типизации дополняются и генетическими различиями геоморфологических памятников. Каждый из них представляет собой сложное сочетание эндогенных и экзогенных процессов. Различно и время их формирования.

Так горы – Аю-Даг, Костель, отпрепарированные денудацией геологические тела, гора Кошка у Семииза – огромный оползень, возникший не без участия сейсмотектонических процессов. Денудационные формы яйлы Демерджи – результат препарирования горных трещиноватых пород различного литологического состава: скалы в море – Аделяры у Гурзуфа, арка Чертовых ворот у Кара-Дага – следы абразионной деятельности моря. Зубцы Ай-Петри – своеобразный бренд Крыма, также возникли в результате денудации, в том числе карста, неоднородных по составу и прочности известняков.

Некоторые геоморфологические памятники ныне известны благодаря сотворчеству природы и человека. Например, «Ласточкино гнездо», «Судакская крепость», монастыри и отдельные храмы, поставленные на останцовых и оползневых скальных массивах в Крыму.

Первым российским живописцем, посетившим Крым, был известный путешественник П. Паллас, изобразивший скалы на побережье у Гурзуфа. В первой половине XIX века, работая в технике акварели, К. Боссоли, в цикле работ по Крыму, жанровых и пейзажных, изображает человека, его поселения, (например, Бахчисарай).

А.С. Пушкин, путешествуя по южному Крыму, на одном из своих рисунков изобразил «Чертовы ворота» - скалу в море в виде арки у горного массива Кара-Дага. Здесь же, под изображением арки – черт и бесы. «Быстрый» рисунок пером сделан поэтом на полях рукописи «Евгений Онегин» в первой главе.

Раскрытие эстетической ценности рельефа Крыма в живописи можно проследить на двух объектах: горам – Аюдаг и Кара-Даг.

Аю-Даг и окрестности Гурзуфа признанные российские художники писали практически с одной и той же точки подступа, охватывая прибрежную полосу со скалами на переднем плане, море и небо. Гладь моря резко контрастирует с массивом Аю-Дага. Цветовая гамма картин меняется в зависимости от освещения (день или ночь), от времени года и, безусловно, от стиля живописи – от классики до импрессионистов, вобравших опыт французских живописцев второй половины XIX века. На рис. 1 (а, б, в, г, д) один и тот же объект – гора Аю-Даг показана в исполнении ряда художников: И. Айвазовского (а), Н. Чернецова (б), Л. Лагио (в), Э. Вилье де Лиль –Адана (г), А. Куинджи (д).



а



б



в



г



д

Рис. 1. Гора Аю-Даг в исполнении разных художников. Пояснения даны в тексте

Этот ряд легко продолжить, но воспроизведение живописных полотен замечательных художников займет большой объем. Надеемся, что даже небольшое число приведенных здесь в пример картин раскрывает сходство восприятия геоморфологических памятников специалистами – исследователями, рекреантами и живописцами.

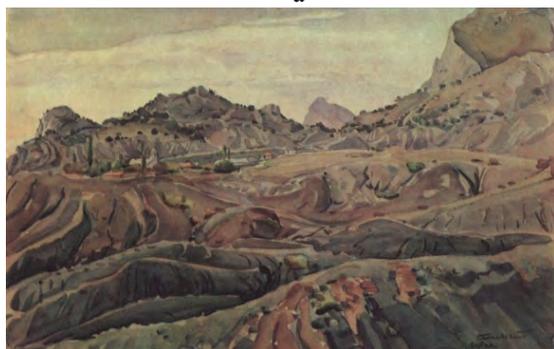
Живописные изображения Кара-Дага И. Айвазовским (а), М. Волошиным (б, г), К. Богаевским (в) – художников разных стилей – подтверждает мысль об эстетической привлекательности геоморфологического памятника (рис.2 (а, б, в, г)).



а



б



в



г

Рис. 2. Гора Кара-Даг в исполнении разных художников. Пояснения даны в тексте

Классик, романтик и символист дают свою живописную трактовку Кара-Дага. Каждый из названных художников вводит историю природы в свои полотна. Точность изображений окрестностей Коктебеля и Кара-Дага позволяла использовать акварели М. Волошина при геологической съемке; настолько точно переданы особенности геологического строения местности, вычитываемой в изображенном рельефе. В это же время созданные К. Богаевским полотна символичны и историчны.

Невозможно пройти мимо творений прекрасных русских художников Ф. Васильева «В крымских горах» и И. Шишкина, изображавшего Ай-Петри и другие горные ландшафты Крыма.

В заключение упомянем прекрасное полотно А. Куприна «Вид Байдарской долины», где рельеф выступает главным притягательным объектом картины.

Музеи Крыма хранят замечательные творения российских и советских художников. Интернет дает обильную информацию о лайках в соцсетях на воспроизведения живописных полотен крымских художников. Тысячи фотоизображений позволяют создать карты тегов по притягательности геоморфологических объектов Крыма. Панорамы Крыма с разных высот, и созданные разными методами и способами, не в состоянии ныне заменить прекрасных живописных полотен, созданных художниками за последние два века.

Литература

1. Борсук О.А., Бредихин А.В. Морфологический пейзаж: научное и художественное восприятие. Сб. Геоморфология и картография. Мат-лы 33 Пленума Геоморф. Ком. РАН, Изд. Саратовского университета, Саратов, 2013, 536-538 с.
2. Бредихин А.В. Рекреационно-геоморфологические системы. Смоленск: Ойкумена, 2010, 328 с.
3. Лихачева Э.А. Рельеф, его сущность и красота. М.: Медиа-ПРЕСС, 2015, 168 с.
4. Николаев В.А. Ландшафтоведение: Эстетика и дизайн. М.; Аспект ПРЕСС, 2003, 176 с.
5. Уфимцев Г.Ф. Гималайская тетрадь (Очерки морфотектоники и геоморфологии Евразии). М.: Научный мир, 2005, 303 с.

СЕЙСМОЭКОЛОГИЯ РЕКРЕАЦИОННЫХ РЕГИОНОВ КРЫМА

Вахрушев И.Б.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В. И. Вернадского, Симферополь, Россия, vakhru@me.com

SEISMOECOLOGY OF THE CRIMEAN RECREATION REGIONS

Vakhrushev I.B.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University,
Simferopol, Russia, vakhru@me.com

В предстоящие годы Республику Крым ждут глубокие и кардинальные социально-экономические преобразования, связанные с возвращением в состав Российской Федерации. Развитие народно-хозяйственного комплекса, его структурное преобразование потребует широкого рационального использования местных природных ресурсов. В связи с тем, что Крым должен вернуть себе статус Всероссийской здравницы, нельзя допустить конфликты между природопользованием и ухудшением качества рекреационных ресурсов.

Крым – это также область широкого распространения негативных геоморфологических процессов: карст (84% его площади), абразия, оползни, сели, катастрофические паводки, просадки и др. Однако наиболее опасным является то, что Крым относится к рекреационным регионам, располагающимся в сейсмоактивных областях.

Поиск путей и методов, снижающих сейсмическую опасность, разработка принципов устойчивого развития рекреационных регионов в условиях повышенной сейсмической активности является глобальной проблемой, с которой сталкиваются большинство горных, горно-приморских и приморских курортов, приуроченных к подвижным поясам планеты.

В отличие от других территорий, ущерб от сейсмических событий в них имеет свою специфику, связанную с сезонным притоком большого числа приезжего населения (рекреантов), незнание ими местных условий, затрудняющее принятие мер к спасению и оказанию помощи потерпевшим (уроки крупных землетрясений в приморских областях Японии, Индонезии, Турции и др.), высокая концентрация людей в местах рекреации (отели, санатории, турбазы, курортные гостиницы и др.). Курортные местности – это, как правило, аттрактивные территории, обладающие, в связи с этим, высокой энергией рельефа, с чем связано катастрофическое проявление во время землетрясений опасных геоморфологических процессов: сейсмообвалы, сейсмоползны, сейсмосели, цунами, провалы и др.

Одним из путей решения проблемы сейсмической безопасности рекреационных регионов является разработка нового научного направления «сейсмоэкологии». Сейсмоэкология может рассматриваться как учение о геозкосистемах, функционирующих в условиях повышенной сейсмической опасности, основывающееся на субъектно-объектных взаимодействиях между их природными, хозяйственными и социальными подсистемами с привлечением теории рисков, экономической ситуации и нелинейностью развития стихийных процессов, обуславливающих поведение геозкосистем во время сейсмической катастрофы [1].

Большую роль в оценке сейсмоэкологической ситуации играют геоморфологические методы, основанные на разработанных в прошлом столетии принципах палеосейсмогеологии [5], так как изучение сейсмической опасности только инструментальными методами наблюдений на сейсмостанциях недостаточно из-за короткого временного ряда их регистрации. Для Крыма данные о сейсмичности, полученные за период инструментальных наблюдений (создание сейсмической службы полуострова произошло только после Ялтинского землетрясения 1927 г.), не позволяют разработать надежный долгосрочный прогноз. При использовании сейсмогеоморфологического метода прогноз ведется по максимально возможному землетрясению, оставившему «следы» в рельефе. Этот метод особенно актуален для Крыма, спецификой сейсмичности которого является то, что время подготовки сильных землетрясений (8-10 баллов) может длиться сотни и тысячи лет [4].

Под сейсмоэкологической ситуацией понимается совокупность состояний элементов геозкосистем и рисков сейсмической опасности, находящихся в субъектно-объектных отношениях [2].

Значение сейсмогеоморфологических исследований особенно возрастает в горно-приморских рекреационных районах Крыма. Сейсмические колебания воздействуют не только на инженерные, гражданские и промышленные сооружения, но и на крутые склоны в высококонтрастном рельефе. Приращение ускорения силы тяжести, обусловленное сейсмическими колебаниями в этих условиях, приводит к аномальному проявлению сейсмогравитационных процессов.

В связи с этим мы различаем два вида сейсмических движений – колебательные (сейсмоволны U_p , U_s) и линейные, обусловленные первыми. Свойства линейных движений и формируемых ими склоновых дислокаций, а также меры защиты от них достаточно отличны от колебательных движений [3]. Этот фактор является одним из важнейших в оценке сейсмоэкологической ситуации ЮБК.

Таким образом, выяснение генетической природы конкретных гравитационных форм Южнобережного Крыма – важный вопрос оценки сейсмоэкологической ситуации в регионе, связанной с сейсмическими событиями прошлого, настоящего и будущего.

Если образование форм гравитационного (в основном обвального или оползневового характера) происхождения не вызывает особого сомнения, то выявление их сейсмического генезиса связано с определенными трудностями и в некоторой степени дискуссионно. В связи с этим, для выяснения сейсмического генезиса форм рельефа был использован ряд методов:

1 – Анализ распределения смещенных известняковых массивов и крупных блоковых оползней Крыма относительно тектонических разрывов разных порядков. Тектонические разрывы выделялись по имеющимся геологическим картам и проверялись в поле.

Площадь, занятая разрывными зонами, для разрывов глубокого заложения составляет 148 км^2 ($412 \text{ км} \times 360 \text{ м}$), для межблоковых – 103 км^2 ($712 \text{ км} \times 145 \text{ м}$), для внутриблоковых – 48 км^2 ($804 \text{ км} \times 60 \text{ м}$). Общая площадь разрывных зон составляет 299 км^2 , или 6% площади расчетного планшета (Горный Крым).

Сопоставление картографических материалов и полевых съемок показало, что в пределах разрывных зон разных порядков располагается более 40% смещенных известняковых массивов и крупных блоковых оползней. Для форм, имеющих сейсмогравитационные признаки, этот процент увеличивается до 87%. Таким образом, имеется бесспорная и весьма тесная связь между размещением разрывных нарушений разных порядков и расположением анализируемых форм рельефа. Такие нарушения и ограниченные ими тектонические блоки можно трактовать как сейсмоактивные, а данные формы рельефа могут выступать их индикаторами.

2 – Метод расчета предела прочности пород, в зависимости от прилагаемых сил, использовался, когда известняковый массив или блоковый оползень расположен не далеко от коренного склона. В расчеты включались следующие величины: $F_{кр}$ – критическая сила излома (предел прочности пород), устанавливается экспериментальным путем, выражается в абсолютных единицах и зависит от площади ($S \text{ м}^2$), сечения блока породы (соответствует площади стенки срыва) и типа горных пород.

Измеряя истинную массу (m_n) изучаемых смещенных блоков и сравнивая ее с расчетной $m_{кр}$, получаем несколько вариантов их соотношения:

если $m_n \approx m_{кр}$, то можно говорить, что данное образование гравитационное;

если $m_n > m_{кр}$, то необходимо искать тектонические причины образования структуры;

если $m_n < m_{кр}$, то данное образование имеет сейсмогравитационный генезис (при данной площади срыва).

3 – *Сравнительно-морфологический метод*. Установлено, что несейсмогенные смещения имеют объемы до $3 \times 10^6 \text{ м}^3$; несейсмогенные и сейсмогенные (субсейсмогенные) – более $3\text{-}5 \times 10^6 \text{ м}^3$; сейсмогенные — более $5 \times 10^6 \text{ м}^3$. Для сейсмогенных оползней характерны более протяженные и глубокие ниши отрыва, причем ниши длиной более 1000 м и с глубиной захвата (шириной сместившегося блока) более 50-55 м, имеют только они [6]. Крупные смещенные известняковые массивы и крупные оползни Крыма вполне отвечают сформулированным критериям «сейсмогенности».

Таким образом, сейсмогеоморфологический метод, то есть изучение форм рельефа, обусловленных сейсмическими воздействиями, является весьма эффективным при анализе сейсмичности той или иной территории. Выявление этим методом сейсмоактивных разрывов, установление сейсмического генезиса форм рельефа значительно расширяет возможности оценки сейсмической опасности территории, что является неперенным условием сейсмоэкологических исследований в рекреационных регионах.

Литература

1. Вахрушев И.Б., Вахрушев Б.А. Сейсмоэкология или управление сейсмическим риском // География в информационном обществе. Киев: Обрий, 2008. С. 37-40.
2. Вахрушев И.Б. Геоэкологический анализ известняковых массивов Южнобережного Крыма для целей сейсмоэкологии и охраны окружающей среды: автореф. дисс... канд. геогр. Наук: 11.00.11. Симферополь, 2006. 19 с.
3. Вахрушев И.Б. Сейсмогеоморфология Горного Крыма, процессы и факторы сейсмоморфогенеза // Культура народов Причерноморья. 2001. № 26. С. 51-55.
4. Пустовитенко А.А., Пустовитенко Б.Г., Кульчицкий В.Е. Сейсмичность // Атлас Автономной Республики Крым. Киев–Симферополь, 2003. С. 18.
5. Солоненко В.П. Палеосейсмогеология // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1973. № 9. С. 3-16.
6. Федоренко В.С. Горные оползни и обвалы, их прогноз. М.: МГУ, 1988. 214 с.

РЕЛЬЕФ КАК ФАКТОР ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ ВОДОСБОРНОГО БАСЕЙНА РЕКИ САЛГИР

Гаркуша Л.Я., Соцкова Л.М.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В. И. Вернадского, Симферополь, Россия, Lidagar@mail.ru

RELIEF AS A FACTOR OF VEGETATION COMMUNITIES DIFFERENTIATION IN THE SALGIR RIVER BASSIN

Garkusha L.Ya., Sotskova L.M.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia,
Lidagar@mail.ru

Река Салгир и четырнадцать притоков, непосредственно впадающих в него, вместе представляют самую большую в Крыму речную систему. Общая длина гидрографической системы Салгира равна 923 км, а площадь водосборного бассейна – 3750 км² [1]. В пределах водосборного бассейна выделяются три крупных структуры – горная, предгорная и равнинная части. Вследствие этого, для территории водосбора, характерно значительное разнообразие, мозаичность и плотность форм рельефа играющих главную роль в формировании и распределении почвенно-растительного покрова. Следуя изменениям высотно-климатических характеристик, пространственно хорошо прослеживаются тесные взаимосвязи всех ландшафтообразующих элементов.

Верхняя горная часть водосборного бассейна р. Салгир формируется в пределах отрогов Чатыр-дага и Долгоруковского массивов. Разнообразие геоморфологических элементов территория характеризуется сложной структурой сообществ растительного покрова. Наличие значительного числа крупных водоразделов и глубоких балок обусловило асимметрию в формировании растительного покрова на склонах разной ориентации. Это проявляется как в наборе сообществ, так и в их составе и структуре. Здесь преобладают неморальные лесные сообщества. На водораздельных поверхностях – скально-дубовые чистые и с участками ясеня, кленов со средне выраженным кустарниковым подлеском. На приводораздельных склонах северной и северо-восточной экспозиций видовой состав дубовых лесов усложняется – появляются липа, граб, бук. Средняя и прибалочная части склонов этих экспозиций заняты дубово-буковыми, буковыми, буково-грабовыми, грабовыми и липовыми сообществами, главным образом, вторичными порослевыми генерациями. Склоны южной экспозиций заняты сходными с водораздельными дубовыми лесами. Но с меньшей сомкнутостью древесного полога, более выраженным травяным покровом и фрагментарным подлеском. Отметим, что видовой состав сообществ растительного покрова этой территории в целом характеризуется значительной степенью неоднородности пространственной вертикальной и гори-

зонтальной структур. В окрестностях населенных пунктов (Перевальное, Заречье, Пионерское, Лозовое и др.), в составе естественных сообществ, присутствуют как внедренные в разреженные древостои, так и созданные на склоновых террасах значительные площади посадок сосны. Именно эта территория выполняет основную водосборную, водоохранную и водонакопительную функции, не только для поверхностных (гидросеть верховьев Салгира), но, что не мене важно, для подземных вод всего Крыма.

Геоморфологическое строение Предгорья, связующего горы (с водонакапливающими и водообеспечивающими функциями) и маловодную равнинную части водосборного бассейна обуславливает формирование лесостепного ландшафтного пояса. В пределах этого пояса долина реки сильно расширяется и ее геоморфологическое строение еще сильнее сказывается на формировании и составе сообществ. Водоразделы и балки становятся более пологими и открытыми. Фрагменты лесных сообществ сохраняются на склонах северной экспозиции или близких к ней и отчасти в тальвегах балок. Местами лесные участки сменяются зарослями кустарников. Остальные склоны и водораздельные поверхности заняты степными разнотравно-типчакково-ковыльными сообществами со значительным участием в них перистых ковылей. Для этих территорий характерна высокая степень антропогенной нарушенности растительных сообществ в связи с выпасом скота.

В качестве ключевого участка выбрана территория Битакского останца, обладающая территориальной представительностью природы центрального предгорья Крыма. Битакский останец, как часть Внутренней куэстовой гряды при относительной высоте 40-50м - модельный участок с миниатюрной высотной поясностью и внутри ландшафтными различиями, определяемыми, как особенностями геолого-геоморфологического, так и экспозиционного характера. Плоскую, выровненную его вершинную часть слагают моноклинально залегающие, преимущественно обнаженные известняки эоценового возраста. На склонах хорошо просматриваются скалистые обнажения с фрагментами ступенчатых стенок, уступчиков, микроосыпей и со следами поверхностного карста. На продуктах разрушения известняков формируются дерновые карбонатные известняковые почвы под петрофитными фитоценозами, образованными преимущественно полукустарничками с участием злаков. Полукустарнички – тимьяны (крымский, Каллье, Дзевановского и др.), дубровники (белый, обыкновенный, яйлы), ламира колючеголовая, дрок восточный, солнццветы (иволистный, серебристый и др.), приноготовник головчатый, молочай камнелюбивый, василек Стевен, а также асфоделина крымская, железница крымская и др. Из злаков широко представлены типчак, ковыли (волосатик и Лессинга), житняк гребневидный, а на нарушенных местообитаниях, у края террас – перловник (поникающий, трансильванский и др.). Это основные ландшафтообразующие виды сохранившихся здесь фрагментарно степных участков [2].

Ниже по склонам останца, где распространены глинисто-мергелистые отложения и карбонатный суглинистый и глинистый делювий, формируются дерновые карбонатные глинисто-мергелистые почвы.

В нижней части южного склона останца встречаются дерновые бескарбонатные почвы, формирующиеся на продуктах разрушения песчаников, конгломератов и глинистых сланцев под разнотравно-типчачково-ковыльными сообществами.

У подножья останца развились черноземы предгорные карбонатные среднеспособные, слабо-, реже среднегумусированные тяжелосуглинистые на суглинстом и глинистом делювии под злаково-разнотравными группировками. Видовой состав фитоценозов чрезвычайно разнообразен (на заложенных геоботанических площадках ежегодно отмечается более 100 видов растений). Сомкнутость травостоя составляет почти 100%, а отдельные травянистые растения достигают 80-100 см высоты. Среди доминирующих представителей травянистых растений для первой половины лета выделяются такие виды, как ежа сборная, костер полевой и растопыренный, люцерна серповидная, эспарцет киноварнокрасный, асфоделина крымская, лабазник обыкновенный, шалфей дубравный, поникающий и мутовчатый, шандра иноземная, подмаренники настоящий и мягкий, зопник крымский, девясилы глазковый, мечелистный и германский, синеголовник полевой, истод азиатский, скабиоза украинская и др.[2]. На южных, более крутых, коротких (50-70м) и менее задернованных склонах обычны – овсюг, овсец, полынь австрийская, эгилопсы (цилиндрический, трехостый, двухдюймовый), астрагалы, пырей ползучий, плевел, иногда – зерна береговая, житняк гребневидный и др.

Территория Битакского останца с посадками из сосны крымской на террасированных склонах ранее имела статус заказника. Здесь гармонично сочетаются сосновые насаждения с бирючиной обыкновенной, свидиной южной, шиповниками (роза собачья) и сохранившимися на откосах террас фитоценозами лугово-степного разнотравья.

Следующий ключевой участок заложен в междуречье реки Зуя и Бурульча на северных склонах Караби яйлы южнее села Красногорское на высоте 450 м над ур. моря. Рельеф территории сложен: отроги Караби яйлы, глубокие балки, выпуклые водоразделы и отдельные холмы. До высоты 400 м в составе растительных сообществ широко представлены сомкнутые и разреженные шибляковые сообщества, чередующиеся с закустаренными участками степных сообществ. Травяной состав их аналогичен ранее описанным степным сообществам, но отличается присутствием колючих кустарников терна, шиповника, боярышника, а также скумпии, груши лохолистной и др.

Водоразделы и балки заняты дубовыми лесами из дуба скального с участием грабинника, клена полевого, ясеня, рябины береки в подлеске этих лесов представлены кизил, боярышник. Бирючина, бересклеты Скумпия по опушкам и др.

Исследование растительного покрова в бассейне реки Салгир показали, что вследствие большой его протяженности от северного макросклона и до побережья Сиваша, разнообразия на территории элементов рельефа, наблюдается значительное его воздействие на формирование и распределение естественных растительных сообществ.

Литература

1. Поверхностные водные объекты Крыма (справочник) // Сост. Лисовский А.А., Новик В.А., Тимченко З.В., Мустафаева З.Р. Симферополь: Рескомводхоз АРК, 2004. 113 с.

2. Багрова Л.А., Гаркуша Л.Я., Драган Н.А. Учебная экскурсия на Битакский останец // Природа. 1996. №3.

ИЗМЕНЕНИЯ БЕРЕГОВ КРЫМА ЗА ПОСЛЕДНЕЕ СТОЛЕТИЕ

Горячкин Ю.Н.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия,
yngor@mhi-ras.ru

CHANGES OF THE CRIMEAN COASTS DURING THE LAST CENTURY

Goryachkin Yu. N.

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia, yngor@mhi-ras.ru

Побережье Крыма обладает значительными рекреационными ресурсами и является одним из наиболее крупных курортных регионов России. Однако его современное состояние вызывает определенную тревогу. Развитие берегов в последнее столетие, которое в предшествующую эпоху определялось в основном изменчивостью природных факторов, протекало со второй половины XX в. в условиях всё возрастающей антропогенной нагрузки. Вмешательство человека во многих случаях велось без учета закономерностей строения и развития берегов, что принесло, и будет приносить убытки, прежде всего, самим владельцам объектов, что можно признать второстепенным. А первостепенным является все более заметная тенденция к общей деградации берегов и ухудшение их функциональных и эстетических свойств, что касается всего общества в целом. В настоящее время существует объективная необходимость в обосновании схем защиты берегов Крыма и проектов строительства различного назначения в береговой зоне. В связи с этим сведения об изменении берегов представляются актуальными.

Первая обобщающая сводка об изменчивости береговой линии Крыма содержится в [1], где рассматриваются данные наблюдений до начала 70-х гг.

прошлого столетия и приводится соответствующая карта. Там же опубликована и полная библиография работ, ранее посвященных этому вопросу. Спустя 30 лет была опубликована новая карта [2], где приведены средние значения абразии и аккумуляции за 1960-1994 гг., которые, впрочем, незначительно отличаются от предыдущих. В обеих работах не приводится подробный анализ исходных материалов, что снижает ценность обобщения. Известно только, что они получены контактными измерениями на створах, однако статистика рядов не приводится. Представляется, что скорости изменений получены в ряде случаев по разовым измерениям. Учитывая значительную межгодовую и сезонную изменчивость положения береговой линии, особенно для аккумулятивных берегов Западного Крыма, определение среднегодовых скоростей может давать существенную ошибку. И действительно, в ряде случаев эти карты содержат явно завышенные скорости размыва (например, м. Евпаторийский, район Николаевки и др.). С появлением спутниковых данных появился новый инструмент получения информации об изменении очертаний береговой линии. Применительно к Крыму анализ спутниковых снимков сделан в [3-5]. Ниже приводятся результаты, полученные нами из совместного анализа старинных географических карт, советской и германской аэрофотосъемки, спутниковых и контактных данных.

Основным природным процессом, влиявшим на изменение береговой линии в последние сто лет, являлся процесс повышения уровня Черного моря, который начался с середины 20-х гг. прошлого столетия и продолжается до сих пор. За это время относительный уровень моря вырос на 20 см. Главная причина этого – не общее повышение уровня Мирового океана, как иногда считается, а увеличение положительной составляющей водного баланса Черного моря, обусловленные увеличением атмосферных осадков и уменьшением испарения с поверхности моря, а также тектоническое опускание берегов [6]. Штормовая деятельность у Крымского побережья, достигнув максимума в середине XX века, стала существенно уменьшаться и достигла минимума в конце столетия. С началом XXI в. наметилась тенденция увеличения повторяемости штормов, особенно с западной составляющей [7].

Реальная картина развития того или иного участка берега при изменениях уровня моря довольно сложна и, в общем случае, не описывается однозначными причинно-следственными зависимостями. Зачастую решающую роль играет скорость повышения уровня моря. Для побережья Крыма в XX веке было характерно закрытие морских заливов пересыпями с образованием лиманов (Андреевский, Донузлав, Богайлы и др.) и пассивное затопление суши (Каркинитский залив). В последнем случае деревни Андреевка и Сергеевка были поглощены морем. Средняя скорость отступления берега в отдельные годы составляла около 3 м, потеря земли – около 1 га. Такой процесс в условиях подъема уровня был описан для Каспийского моря, где, наряду с пассивным затоплением суши, в полосе обрушения волн возникал береговой бар, который со временем отсоединял часть акватории моря в виде лагуны [8]. Для Западного Крыма был ти-

пичен процесс незначительного (0,1-0,2 м/год) отступления береговой линии на аккумулятивных берегах с её выравниванием (срезание мысов и заполнение вогнутостей берега). Отклик песчаных берегов на изменения уровня в Каламитском заливе нами был определен как - 0,2-0,3 м на 1 см изменения уровня [7]. Скорость отступления глинистых клифов на абразионных берегах Западного Крыма в максимуме достигала 1,5 м/год, при типичной величине 0,5 м/год. Примерно такие же скорости характерны и для Восточного Крыма. Наибольшие отмечены на участке от м. Зюк до Керченского пролива, который отступает в среднем на 1,6 м/год, и от восточного края Казантипского залива до м. Зюк – на 1,1 м/год [9]. Необходимо отметить и такой важный процесс как рост кос и отделение их дистальных оконечностей с образованием островов, (косы Тузла и Бакальская, об этом более подробно в [10]). Рост кос в настоящее время характерен и для Азовского моря [5].

Вместе с тем, наибольшие изменения берегов Крыма связаны с антропогенной деятельностью. Основными видами воздействия человека, которые привели к нарушению естественного хода природных процессов береговой зоны, в минувшее столетие были: эксплуатация подводных и надводных карьеров строительных материалов в береговой зоне; дноуглубительные работы; отбор с пляжей песка и гальки; строительство на пляжах и прибрежных дюнах; регулирование стока рек и временных водотоков водохранилищами; закрытие клифов бетонными сооружениями; антропогенное загрязнение акватории и донных осадков коммунальными и промышленными стоками, приведшее к сокращению популяций донных моллюсков. Указанная деятельность привела к изменению характера и объема естественного движения наносов и привела в ряде случаев к деградации пляжей и активизации оползневых явлений, что наряду с недостатком пляжных территорий на Южном берегу Крыма вызвало необходимость в строительстве в береговой зоне гидротехнических сооружений.

Так, во второй половине XX в. были развернуты масштабные работы по берегозащите Южного и Западного берегов Крыма. В результате на значительном протяжении берег был одет в бетон. К положительным результатам антропогенного воздействия на берега можно отнести: уменьшение ущерба от оползневых явлений; стабилизацию и защиту от абразии берегового склона и прилегающей к нему территории суши с находящимися на ней сооружениями различного назначения и ценными природными ландшафтами; существенное расширение площади пляжей. Однако вместе с тем строительство защитных сооружений привело к определенному экологическому ущербу – уничтожению ряда морских сообществ и изменению условий среды их обитания. В результате этого прибрежная акватория ЮБК потеряла отдельные виды флоры и фауны. Практически полностью прекратилось поступление наносов в береговую зону, естественные пляжи сохранились на немногих участках берега. Немаловажно, что определенный ущерб был нанесен и эстетической стороне. Бетонный берег с монотонными шеренгами бун на протяжении десятков километров, безусловно, снижает впечатление от восприятия уникальной природы ЮБК.

В отличие от ЮБК, стратегия берегозащиты в Западном Крыму оказалось провальной, что было вызвано неоправданным стремлением «облагородить» берег бетонными сооружениями и механическим перенесением опыта строительства на ЮБК в Западный Крым, где особенности литодинамики и геоморфологии береговой зоны принципиально другие. В результате значительное количество берегозащиты было уничтожено штормами и представляет собой аварийную территорию, где запрещена рекреационная деятельность. Такие проблемные территории расположены в курортных зонах Евпатории, Николаевка, Песчаное, Береговое. В результате строительства берегозащитных и портовых сооружений в Евпатории среднее отступление береговой линии к западу от них составило 32 м, максимальное – 60 м. Пляж в центральной части города полностью отсутствует на протяжении около 3 км, ещё на 1,5 км он существенно сократился. Кроме этого уже сейчас необходимы существенные затраты на капитальный ремонт берегозащиты. Однако ремонт не вернет главного – ранее существовавших здесь пляжей. Непродуманное строительство берегозащитных сооружений в Николаевке привело к существенному изменению естественной динамики вдольбереговых потоков и целому ряду негативных последствий. О тяжести ситуации говорит тот факт, что в 2015 г. 90% курортной зоны на протяжении 5 км были признаны аварийными и закрыты для посещения. Попытки защитить только «свой» участок берега каменными набросками и продолжающееся несанкционированное строительство в зоне пляжей привели к тому, что в настоящее время берег во многих местах представлен «каменным хаосом» и фактически лишился рекреационной привлекательности.

В целом, в береговой зоне полуострова Крым основная проблема сегодня – дефицит пляжеобразующего материала, который вызван негативным воздействием многолетней антропогенной деятельности и отчасти воздействием природных факторов. В настоящее время осуществляются точечные мероприятия по защите прибрежных построек, которые часто дают отрицательный результат, т.к. отсутствует общая стратегия и план берегозащиты, учитывающих интересы всех субъектов собственности.

Литература

1. Шуйский Ю.Д. Процессы и скорости абразии на украинских берегах Черного и Азовского морей // Известия АН СССР, сер. географ. № 6. М., 1974. С. 107-117.
2. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.Д. Карта средней скорости абразии и аккумуляции. 1960 – 1994 гг. // Атлас охраны природы Черного и Азовского морей / Гл. ред. Л.И. Митин. СПб: ГУНиО МО Российской Федерации, 2006. С. 44.
3. Горячкин Ю.Н., Харитоновна Л.В. Изменения береговой линии Крыма по спутниковым данным // Причорноморський екологічний бюллетень «Стан та проблеми берегової зони морів України». 2010. Вип. № 1 (35). С. 122-129.
4. Горячкин Ю.Н., Долотов В.В. Изменения береговой линии аккумулятивных берегов Западного Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь, 2011. Вып. 25, т. 1. С. 8-18.

5. Станичная Р.Р., Станичный С.В., Горячкин Ю.Н. Методика анализа изменчивости береговой линии по спутниковым данным // Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых зон моря. 2016. Вып. 1. С. 24-30.
6. Горячкин Ю.Н. Уровень Черного моря // Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2: Черное море. Севастополь, 2012. 421 с. С. 341-378.
7. Современное состояние береговой зоны Крыма / Под ред. Ю.Н. Горячкина. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2015. 252 с.
8. Игнатов Е.И. Береговые морфосистемы. Москва-Смоленск: Маджента, 2004. 352 с.
9. Ивлиева О.В., Беспалова Л.А., Цыганкова А.Е., Сушко К.С., Комогоров А.Ю. Современное состояние абразионных и аккумулятивных берегов Азовского моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. 2015. № 1. С. 40-46.
10. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Новый остров в Черном море? // Доповіді Національної академії наук України. 2013. № 8. С. 100-104.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БАЛАКЛАВСКОЙ БУХТЫ

*Гуров К.И. *, Овсяный Е.И. *, Попов М.А. ***

*Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия,
gurovki@gmail.com, EugeneOvsyany@yandex.ru

**Институт морских биологических систем им. А.О. Ковалевского РАН, Севастополь, Россия, markp@bigmir.net

BOTTOM SEDIMENTS RESEARCH IN THE BALAKLAVA BAY

*Gurov K. *, Ovsyany E. *, Popov M. ***

*Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia, gurovki@gmail.com,
EugeneOvsyany@yandex.ru

**Kovalevsky Institute Marine Biological Systems RAS, Sevastopol, Russia,
markp@bigmir.net

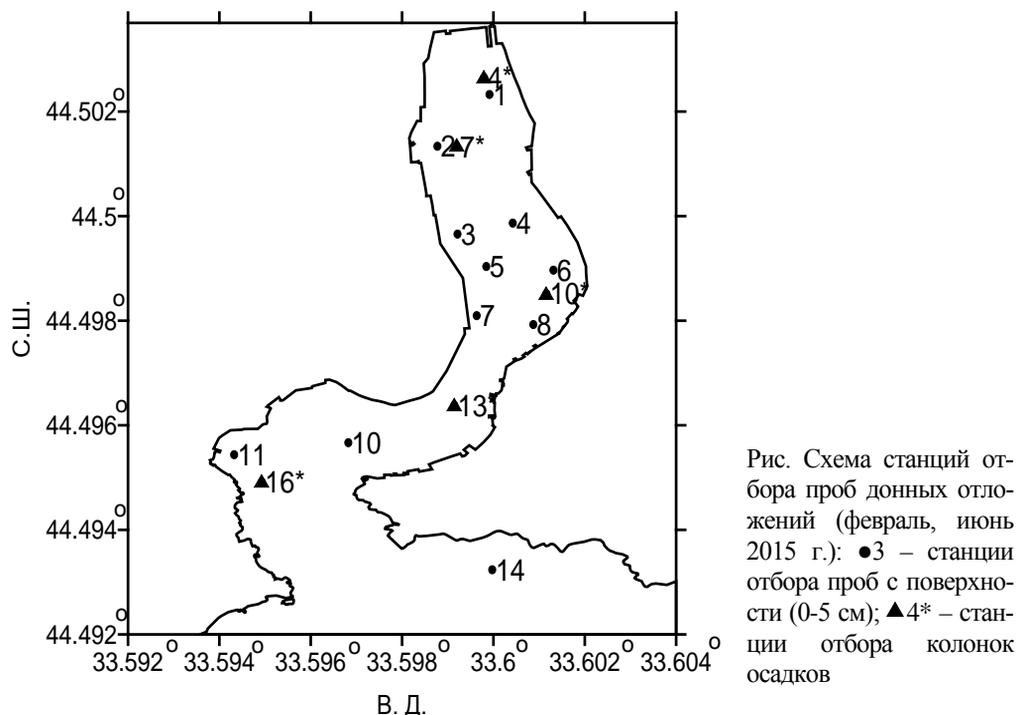
Материалом для работы послужили пробы донных отложений, отобранные из Балаклавской бухты в феврале (12 проб, дночерпатель Петерсона) и июне (5 проб, грунтовая трубка) 2015 г. (рис.). Изучали гранулометрический состав грунта, содержание органического углерода (Сорг.) и карбоната кальция (CaCO₃). Проведено сравнение с пробами, отобранными в 2005 г. в Балаклавской бухте, а также с исследованиями соседних акваторий Черного моря.

Донные осадки бухты представлены илистыми осадками, песчаными илами и осадками с крупнозернистым каменным гравием и ракушечным материалом с малым содержанием ила (табл.).

Помимо ракушечного детрита и встречающихся отдельных раковин моллюсков, для ДО в слоях глубже 5-6 см характерно постоянное присутствие продуктов техно-

генной деятельности. В числе техногенных материалов обнаруживаются обрывки пластмассовой пленки, оплавленные частицы металла, древесная стружка, частицы угля гравийной (> 2 мм) и крупно-песчаной ($\leq 2 - \geq 1$ мм) размерности, характеризующиеся черно-серым цветом, а при дроблении – свежим «металлическим» блеском.

Нефтепродукты гравийной размерности (> 2 мм) и более встречаются в виде черно-коричневых сгустков. Обнаруживаются также неправильной формы пластинчатые образования. Осадки в сегменте глубже 5-7 см имеют явно выраженный запах нефтепродуктов, а иногда также радужный «нефтяной» отблеск. Отдельный вопрос техногенного воздействия на ДО бухты – влияние производственной деятельности Балаклавского рудоуправления, ведущего добычу мраморовидного известняка открытым способом. При водной склоновой и ветровой эрозии рыхлая известняковая порода поступает в акваторию бухты. Это четко заметно в виде светлых прослоек ДО в сегменте 10-12 см на станциях 4* и 7*. Раздельный анализ темных и светлых прослоек показал различия в концентрациях Сорг и CaCO_3 : в известняковой породе светлых прослоек более низкое содержание Сорг, а карбонатность в два раза выше, чем в донном осадке бухты. Таким образом, в накоплении ДО бухты антропогенные факторы играют значительную роль.



При исследовании гранулометрического состава ДО установлено, что фракционный состав за десять последних лет претерпел заметные изменения. В большей степени это касается песчаного и гравийного материала, количественных характеристик и особенностей пространственного распределения. Содержание илистого материала

в отложениях Балаклавской бухты в среднем по всем пробам увеличилось с 58,2 до 65,9%, а мелкодисперсный материал по-прежнему сосредоточен в западной и северо-западной частях северной акватории.

Таблица
Литологическая и вещественная характеристики донных отложений Балаклавской бухты

Номер станции	Донный осадок	С орг, %масс	CaCO ₃ , %масс
1	Ил темно-серый, полужидкий с раковинами	1,60	26,9
2	Ил темно-серый с запахом нефти	1,25	33,1
3	Ил темно-серый мягкий с гнилостным запахом	1,71	22,4
4	Ил черный с запахом нефти	1,96	20,8
5	Ил темно-серый, полужидкий с запахом нефти	1,99	26,2
6	Ракушечный детрит с раковинами и илом	0,46	94,2
7	Ил темно-серый мягкий с запахом нефти	2,01	27,1
8	Ил черный полужидкий с песком, с запахом нефти	2,80	28,6
10	Ил черный полужидкий с песком, с запахом нефти	2,17	40,5
11	Ракушечный детрит с песком	0,15	99,1
14	Гравий известковый с раковинами	0,56	86,9
4*	Ил темно-серый мягкий с гнилостным запахом	1,68	26,8
7*	Ил серый, полужидкий с запахом H ₂ S	1,32	20,8
10*	Ил темно-серый, полужидкий	1,85	18,4
13*	Гравий с ракушечным детритом и илом	0,40	27,9
16*	Ил серый песчаный с раковинами	0,48	75,9

Среднее значение для крупнодисперсного материала возросло незначительно, в среднем на 1%, и составляет в доленом отношении 19,6%. В пробах 2005 года содержание ракушечного гравия с детритом в бухте изменяется в диапазоне 2,58 - 11,79 % [1], а для 2015 г. – 1,95-61,13%.

Результаты исследования ДО Балаклавской бухты, выполненные в МГИ в 2005 г. позволили установить, что среднее содержание Сорг составляло 2,43%масс при диапазоне изменчивости 0,66-4,83%масс [1]. Это заметно ниже, чем в Севастопольской бухте (4,38%масс) [2], примерно соответствует его содержанию в Казачьей бухте (1,80%масс) [3] и значительно выше уровня содержания Сорг для открытой акватории, такой как Южный берег Крыма (0,50%масс) [4].

Исследования, выполненные в 2015 г., показали, что уровень содержания Сорг за последние 10 лет заметно снизился и в среднем составляет 1,40%масс. При этом в пределах бухты содержание Сорг в сухом осадке изменяется от 0,15%масс в биогенных карбонатных осадках в южном бассейне бухты, сопредельным с открытым морем, до 2,95%масс в мелкодисперсных алевроито-пелитовых илах в северном бассейне (табл.).

Содержание карбоната кальция в пробах грунта отобранных в 2015 г. изменялось от 18,4 до 99,1%масс при среднем уровне 42,2%масс. Это практически соответствует уровню содержания CaCO₃ наблюдавшемуся в 2005 г. (40,1%масс) [1]. Интенсивное накопление карбонатов характерно для южного бассейна, где обнаруживаются осадки, сформированные ракушечным материалом. Массовая доля CaCO₃ здесь достигает 99,1%. Вместе с тем, в центральной части северного бассейна содержание карбоната кальция в пробах варьирует от 18,4 до 94,2%масс на станциях 10* и 8 соответственно, находящихся в непосредственной близости друг от друга (табл., рис.). Что говорит о чрезвычайно пестрой картине донных отложений в бухте.

Литература

1. Овсяный Е.И., Котельянец Е.А., Орехова Н.А. Мышьяк и тяжелые металлы в донных отложениях Балаклавской бухты (Черное море) // Мор. гидрофиз. журн., 2009, №4. С. 67-80.
2. Osadchaya N. S., Ovsyaniy E. I., Kemp R. et al. Organic carbon and oil hydrocarbons in bottom sediments of Sevastopol bay (the Black Sea) // Mar. Ecol. J. 2003. 2, №2. P. 94-01.
3. Романов А.С., Орехова Н.А., Игнатъева О.Г., Коновалов С.К., Овсяный Е.И. Влияние физико-химических характеристик донных осадков на распределение микроэлементов на примере бухт Севастополя (Черное море) // Экология моря. 2007. Вып. 73. С. 85-90.
4. Кирюхина Л.Н. Физико-химическая характеристика донных осадков: донные осадки филофорного поля Зернова, Каламитского залива, Крымского шельфа // Молисмология Черного моря. К.: Наук. думка, 1992. С.222-230.

ОСОБЕННОСТИ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В ЛАНДШАФТАХ КРЫМА В СВЯЗИ С РЕЛЬЕФОМ

Драган Н.А.

Таврическая академия Крымского федерального университет
им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, novella.dragan@gmail.com

SPECIAL ASPECTS OF SOIL FORMATION IN THE CRIMEAN LANDSCAPES DUE TO RELIEF

Dragan N.A.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia,
novella.dragan@gmail.com

Формирование почв, составляющих почвенный покров (ПП) любой территории, обусловлено конкретным сочетанием и взаимодействием, прежде всего, природных факторов почвообразования (материнских пород, организмов, климата, рельефа и времени). Отсутствие одного из них исключает возможность

почвообразовательного процесса. Здесь рассматриваются особенности почвообразования в различных условиях рельефа в пределах основных природных зон Крымского полуострова.

ПП Крыма характеризуется многообразием разновидностей почв, их специфичностью, что обусловлено геоморфологическими, литологическими, биоклиматическими факторами в условиях перехода от умеренно мягких степных к субсредиземноморским свойствам климата [1].

Почвообразующая порода обеспечивает минеральную часть почвы. На долю этой части приходится более 90% всей почвенной массы. Почва наследует гранулометрический, минералогический и химический состав породы, её физические, химические и другие свойства, которые постепенно изменяются под воздействием почвообразовательного процесса.

Организмы (особенно растительность) являются поставщиком в почву органических веществ и ассимилированной при фотосинтезе энергии. Микроорганизмы, населяющие почву, активно воздействуют на органические и минеральные соединения, превращая их как в почвенный гумус, так и в минеральные компоненты, некоторые из которых вновь используются растениями.

Климатические ресурсы служат основным источником энергии и влаги, необходимых для протекания почвообразовательных процессов. С этим фактором связано поступление лучистой энергии Солнца как непосредственно - путем нагрева почвы, так и косвенно - через химическую энергию, свойственную соединениям, входящим в состав органических остатков. Кроме того, атмосферные осадки приносят с собой в почву оксиды азота, аммиак, хлор, соединения серы и других элементов, попадающих в дождевые капли в составе пыли.

Биоклиматические факторы определяют зональные черты почв и ПП.

Рельеф выступает как перераспределитель тепла и влаги, а в эрозионноопасных условиях – и твердых масс. С этим фактором связана топография почв, т.е. *структура почвенного покрова* (СПП).

Помимо названных выше основных, повсеместно действующих факторов, в почвообразовании могут принимать участие местные, или *локальные*. К ним относятся *грунтовые, реже – напорные, воды, а также поверхностные воды половодий, паводков, морских приливов*, которые могут оказывать как прямое, так и косвенное влияние на ПП. Существуют и другие локальные факторы, проявляющиеся в специфических условиях, например *вулканизм*. Мощным фактором преобразования почв может выступать *хозяйственная деятельность человека*. Она имеет социальный, экономический и научно-технический аспект и не рассматривается в числе природных факторов.

Сочетание природных факторов почвообразования создает комбинации экологических условий развития почв. Анализ свойств каждого фактора почвообразования по определенным параметрам позволяет оценить их роль в генезисе почв и ПП. Вместе с тем необходимо учитывать существующее взаимодействие и взаимовлияние факторов и почв как открытых систем, а также выявлять условия, обеспечивающие устойчивое функционирование последних. Все факторы

участвуют в формировании почвообразовательного процесса, что заключается в передаче почве механизмов функционирования самих факторов – компонентов природы. Так формируются водный и тепловой режимы, круговорот веществ в системе «живые организмы – почва».

Хотя зональность почв обуславливается биоклиматическими факторами, она существенно осложняется геолого-геоморфологическими особенностями территории [1].

Особенностью почвообразования на большей части Крыма является равновесный характер соотношения гумификации и минерализации. Это обусловлено наличием продолжительного теплого и влажного периода зимой, когда микробиологическая деятельность хотя и ослабевает, но не затухает полностью. Гумусово-аккумулятивный процесс свойствен всем почвам Крыма: зональным – чернозёмам, темно-каштановым, коричневым, а также некоторым интразональным – лугово-черноземным, лугово-каштановым, луговым и дерновым карбонатным. Все эти почвы, кроме дерновых карбонатных, могут подвергаться процессу *осолонцевания*, суть которого заключается во внедрении (сорбции) ионов натрия в почвенный поглощающий комплекс (ППК), в результате чего формируются солонцеватые почвы названных типов. Под влиянием хозяйственной деятельности возможно развитие деграционных процессов (дегумификации, осолодение, слитизация и др. [2, 3]).

Современная стадия развития плакорных и полугидроморфных почв в природных условиях равнинного Крыма характеризуется кальций-гумусовостепным типом почвообразования с общей направленностью в сторону рассоления и рассолонцевания, что подтверждается снижением содержания обменного натрия, замещающегося в ППК кальцием, при сохранении хорошо выраженных неблагоприятных признаков солонцеватости (повышенной плотности сложения и др.).

На засоленных материнских породах, а также при близком залегании минерализованных грунтовых вод в условиях низменных участков развивается солончаковый процесс (накопление солей с поверхности и по всему профилю почвы).

Для бурых лесных почв характерен своеобразный тип почвообразования (буроземообразование), который включает три элементарные почвенные процессы: гумусово-аккумулятивный, происходящий за счет поверхностного опада, внутрисочвенного оглинивания (накопление вторичных, глинных, минералов за счет разрушающихся первичных, порообразующих) и *лессиваж* (перенос илистых частиц без их разрушения вниз по почвенному профилю). В крымских буроземах лессиваж имеет ограниченное развитие ввиду их горносклонового формирования, где выпадающие осадки в значительной степени расходуются на поверхностный и внутрисочвенный сток. Лишь в условиях вогнутых склонов северных ориентаций при достаточно водопроницаемых породах проявляются признаки лессивирования буроземов. Процесс оглинивания свойствен и коричневым почвам, но в них он проявляется глубже от поверхности, чем в бурых

лесных, лучше увлажняемых. Кроме того, в коричневых почвах имеет место процесс рубефикации, который проявляется в более яркой (красноватой) окраске подгумусового горизонта в результате обезвоживания гидроокислов железа в жаркое и сухое время.

Пространственная дифференциация ПП обусловлена взаимодействием биоклиматических, литологических, геоморфологических, историко-генетических факторов. Геоморфологическое строение Крыма предопределило проявление горизонтальной биоклиматической зональности в его равнинной части и вертикальной – в горной. Длительное пространственное единство обеих частей обеспечило формирование устойчивых гидрологических, геохимических и других связей между ними, что позволяет рассматривать характеризующую территорию как парагенетическую систему природных зон, связанных миграцией вещества [1].

Своеобразие макроструктуры ПП полуострова проявляется, прежде всего, в существовании обратной широтной биоклиматической зональности, связанной с повышением гипсометрического уровня территории в направлении с севера на юг. В этом направлении возрастает степень атмосферного увлажнения, увеличивается глубина залегания УГВ, снижается их минерализация, уменьшаются запасы легкорастворимых солей в почвогрунтах, изменяются соотношения солей в сторону менее токсичных для растений. Параллельно указанным явлениям меняется и почвенно-растительный покров: галофитные луга и солянковые сообщества на гидроморфных солонцовых комплексах почв сменяются полынно-злаковыми степями на темно-каштановых солонцеватых почвах, которые в свою очередь уступают место типичным степям на черноземах южных, сначала - солонцеватых (в переходной части от Присивашья к высокой степи), затем - обычных и мицелярно карбонатных, примыкающих к луговым степям на черноземах предгорных остаточнок-карбонатных, реже - выщелоченных, в разной степени скелетных.

Высотнопоясное распределение почв в горах Крыма обусловлено биоклиматическими факторами, специфичными для северного и южного макросклонов Главной гряды. В нижнем поясе северной части гор распространены черноземы предгорные луговых степей в сочетании с дерновыми карбонатными почвами петрофитных сообществ. Выше этого пояса, под дубовыми лесами, сформировались горные бурые лесные слабонасыщенные и остаточнок-карбонатные почвы также в сочетании с дерновыми карбонатными. Под буковыми и грабовыми лесами верхнего пояса господствуют горные бурые лесные слабонасыщенные и оподзоленные (лессивированные) почвы.

На яйле под луговыми и петрофитными степями распространены горно-луговые черноземовидные почвы в комплексе с неполноразвитыми почвами и выходами известняков на поверхность. В понижениях *мезо- и микрорельефа* встречаются горно-луговые ненасыщенные почвы под горно-луговой растительностью. В восточной части Главной гряды гор вершинные поверхности занимают горные лугово-степные почвы. В верхнем поясе южного макросклона

Главной гряды гор господствуют горные бурые лесные почвы, нижняя граница распространения которых проходит на высотах 300 - 400 м над у. м. Ниже этих высот в ПП преобладают коричневые бескарбонатные почвы, а в восточной части ЮБК распространены солонцеватые роды этого типа почв, образовавшиеся на продуктах разрушения горных пород, богатых легкорастворимыми солями.

Таблица 1

Обусловленность почв Крыма природными факторами [2]

Ландшафтные уровни	Природные зоны	Высота над у. моря, м	Показатели климата			Почвы
			Сумма $t > 10^0$	Осадки за год, мм	K*	
Гидроморфный	Полупустынные полянно-типчаковые степи	0 – 40	3280 - 3400	300– 400	0,32 – 0,38	Темно-каштановые, лугово-каштановые, каштаново-луговые, солончаки, солонцы
Плакорный	Типичные бедно-разнотравные ковыльно-типчаковые степи	40- 150	3280 - 3335	360– 400	0,34 – 0,47	Черноземы южные и карбонатные, лугово-черноземные.
Предгорный северного макросклона	Полусубтропическая лесостепь	100 – 400	3110 – 3160	450 – 490	0,56	Черноземы предгорные карбонатные и выщелоченные; дерново-карбонатные
Предгорный южного макросклона	Полусубтропические леса	0 – 300 (400)	3655 - 3940	340 – 550	0,46	Коричневые ксерофитных субтропических лесов
Среднегорный северного макросклона	Дубовые, смешанные широколиственные и сосновые леса	200 – 700	2600 – 2800	515 – 580	0,70 – 0,80	Дерновые карбонатные, бурые горные лесные остепнённые
Тот же	Буковые и сосновые леса	600 – 1300	2500	580 – 740	0,80 – 1,00	Бурые горные лесные слабонасыщенные
Среднегорный южного макросклона	Широколиственные и сосновые леса	400 – 1300	2675 – 2700	560 – 675	0,60 – 1,1	Бурые горные лесные слабонасыщенные и лессивированные
Среднегорный водораздельный (яйлинский)	Горные степи и лесостепи	600 – 1000	2000	720	1,00	Горные лугово-степные
Тот же	Горные луга и лесостепи	1000 – 1500	1800	960	1,8	Горно-луговые

* Коэффициент увлажнения Н.Н. Иванова

Своеобразие ПП юго-западной части горного Крыма (в том числе – предгорья) выражается, прежде всего, в преобладании коричневых почв, что связано с влиянием теплого моря на местный климат, а следовательно, на процессы почвообразования. Высокая карбонатность этих почв унаследована от материнских пород - известняков, мергелей, обызвесткованных конгломератов.

Внутризональная пространственная дифференциация почв определяется влиянием форм мезо- и микрорельефа и распределением почвообразующих пород. Наибольшей сложностью по мощности почв и пестроте гранулометрического состава выделяется СПП горной части Крыма. Мозаичной СПП отличается Керченский полуостров, что связано с его геолого-геоморфологическим строением.

Геохимическая контрастность и высокая комплексность ПП в наибольшей степени присуща сухостепной зоне полуострова, что обусловлено низким гипсометрическим уровнем равнинной части территории и поверхностным перераспределением влаги по элементам мезо- и микрорельефа.

Центрально-Крымская равнина выделяется наиболее простой СПП, соответствующей спокойному мезо- и микрорельефу.

Итак, ПП Крыма представлен большим разнообразием почв, различающихся между собой по условиям формирования и распространения, почвообразовательным процессам, строению, свойствам, а, следовательно, и по уровню плодородия.

Литература

1. Гришанков Г.Е. Парагенетическая система природных зон (на примере Крыма) // Вопросы географии - М.: Мысль, 1977. Вып. 104. С. 128-139.
2. Драган Н.А. Почвенные ресурсы Крыма. Научная монография. 2-ое изд., доп. Симферополь: Доля, 2004. 208 с.
3. Драган Н.А. Охрана почв. Учебное пособие. Симферополь. ТНУ им. В.И. Вернадского. Симферополь, 2006. 160 с.

**СТРОЕНИЕ И БИОСТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ
АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКИХ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ТЕРРАС
КАК СВИДЕТЕЛЬСТВА ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОГО ЭРОЗИОННОГО
УГЛУБЛЕНИЯ ЧЕРНОМОРСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКИХ
ПРОЛИВОВ**

Измайлов Я.А.

Международный инновационный университет, Сочи, Россия,
izmailov.yakub@mail.ru

**STRUCTURE AND DEPOSITS BIOSTRATIGRAPHY OF AZOV-BLACK
SEA NEOPLEISTOCENE TERRACES AS EVIDENCE
OF SUCCESSIVE EROSIONAL DEEPENING
OF BLACK SEA - MEDITERRANEAN STRAITS.**

Izmailov Ya. A.

International Innovation University, Sochi, Russia, izmailov.yakub@mail.ru

Методы реконструкции истории развития рельефа на основе косвенных данных довольно широко представлены в практике геоморфологических и палеогеографических исследований южных морей. К примеру, первые выводы о пространственном положении регрессивных береговых линий и возможных величинах неоплейстоценовых регрессий Черного моря были сделаны в результате изучения переуглублений речных долин Кавказского побережья [1]. Изложенные ниже соображения также можно отнести к дедуктивным построениям подобного рода.

1. К настоящему времени накопился большой материал по строению отмеченных террасовых комплексов осадков, их биостратиграфической и геохронологической характеристике. Все эти данные с нарастающей убедительностью свидетельствуют о соответствии их нечетным морским изотопным стадиям (МИС) стандартной шкалы. Уже анализируя количество основных «цикловых» террас Черноморского побережья Кавказа на спектрограммах, приходишь к выводу о большой вероятности такого соответствия. К сожалению, геохронологическая информационная база пока недостаточна. Отправной точкой здесь можно считать то обстоятельство, что все террасовые образования, начиная с нижнечаудинской включительно, относятся к палеомагнитной эпохе Брюнес. В свое время нами была получена значительная серия термолюминесцентных датировок, главным образом, при разрушивании надтеррасовых покровов. Они удовлетворительно увязывались с геолого-геоморфологическими данными, однако критическое отношение большинства исследователей к методике и результатам датирования не позволяет в полной мере использовать их для обоснования возраста террас. Самыми обоснованными являются уже многочисленные ураново-иониевые и радиоуглеродные датировки по раковинам моллюсков, торфяникам

и древесным остаткам, охватывающие конец среднего – верхний неоплейстоцен и голоцен [2]. Благодаря этим датировкам мы сегодня можем уверенно говорить о том, что осадки карангатской террасы отвечают МИС 5, тарханкутской (суроужской) – МИС 3, черноморской, наиболее изученной, - последнему межледниковью - МИС 1. Один из вероятных вариантов общего неоплейстоценового сопоставления предполагает соответствие нижнечаудинской террасы МИС 17, вехнечаудинской – 15, ранней древнеэвксинской – 13, поздней древнеэвксинской - 11, узунларской – 9, ашейской - 7, карангатской, тарханкутской и черноморской, как отмечалось, - 5, 3 и 1. Для нижнего-среднего неоплейстоцена имеются предпосылки для выделения еще одной дополнительной террасы, в этом случае возможен корреляционный сдвиг, но не более, чем на одну ступень. Следует иметь в виду, что иногда имеет место расщепление террас (например, карангатской) на 2-3 самостоятельных уровня.

2. Большинство наблюдаемых террасовых разрезов, особенно на Черноморском побережье Кавказа, не отличается сложностью и представлено прибрежно-морскими фациями, отвечающими завершающим этапам межледниковых трансгрессий. Лишь в Керченском проливе, дельте Кубани и в устьевых частях некоторых рек Ченоморского побережья (Псезуапсе, Мзымта, Псоу) при профильном бурении скважин нами охарактеризованы отложения, достигающие большой мощности (до нескольких десятков метров), соответствующие ледниковым регрессиям и начальным этапам трансгрессий. При этом в основании седиментационных комплексов фиксируются четкие признаки размыва и вскрывается аллювий палео-рек, впадавших в регрессивный бассейн. Отмечено последовательное уменьшение крупности аллювия вверх по разрезам, свидетельствующее о постепенном развитии подпорных условий. Он сменяется, обычно, по мере развития трансгрессии, сложно построенными лиманными, лиманно-морскими, а выше и морскими осадками. Буровые профили вскрывают обычно отложения 2-3 последних седиментационных циклов, построенных однотипно. Более древние отложения обычно размывы в ходе последующих событий. При этом повсеместно обращает на себя внимание картина, когда максимальная величина эрозионного вреза характерна для последнего из этих циклов, т.е. для новоэвксинско-черноморского. Имеющие больший возраст комплексы отличаются последовательным уменьшением величины врезом по мере их удревнения. Так, в северной части Керченского пролива, по данным разбуривания косы Чушка, с подошвой осадков именно последнего ледникового цикла связано максимальное переуглубление – до минус 60метров (а по одной скважине даже до 70м). Предтарханкутский (предсуроужский) врез достигает минус 45-48метров, а предкарангатский не превышает минус 30-35метров. Таким образом, имеет место вложенный характер строения осадочных комплексов. Объяснить такое строение только тектоническими поднятиями затруднительно, т.к. оно встречается в различных структурных условиях. Кроме того, как было показано нами ранее [3], оценка темпов тектонических движений на побережьях Азовского и Черного морей в работах многих авторов сильно преувеличена. В

связи с этим, уместным смотрится, наряду с другими, объяснение, указывающее на снижение положения базиса эрозии с омоложением разреза от цикла к циклу.

3. Биостратиграфическая характеристика неоплейстоценовых террасовых осадков показывает наличие одной явно выраженной тенденции. Слагающие террасы прибрежно-морские образования, отвечающие завершающим этапам трансгрессий, охарактеризованы ориктоценозами трех основных типов: а) солоноватоводного, каспийского типа, - «эвксинского» - СФ; б) смешаного солоноватоводно-морского - «узунларского» - УФ; и в) средиземноморского - «морского» - МФ. СФ характерен для венчающих трансгрессии террасовых отложений нижнего неоплейстоцена (чауда, ранний древнеэвксин), хотя и в них уже появляется единичные представители средиземноморской фауны, количество которых возрастает с омоложением террас. УФ имеет место в соответствующих разрезах начала среднего неоплейстоцена (поздний древнеэвксин, узунлар), при этом количество морских видов тоже увеличивается в осадках более молодых террас. Наконец, террасовые осадки максимумов трансгрессий второй половины среднего, а также верхнего неоплейстоцена и голоцена (аше, карангат, сурож, черномор) охарактеризованы МФ. Таким образом, можно констатировать направленный, почти линейный тренд увеличения содержания морской фауны, а, следовательно, и солёности бассейна в течение «пиков» трансгрессий всего неоплейстоцена. Конечно, имеются и некоторые объяснимые отклонения от линейного тренда, например, в карангате.

4. Итак, мы имеем в настоящее время два своеобразных фактологических ряда. Первый из них, хотя и не полный, предположительно свидетельствует о некотором направленном снижении базисов эрозии рек, впадавших в регрессивные бассейны, по крайней мере, в течение эвстатических циклов второй половины неоплейстоцена. Второй указывает на почти последовательное увеличение присутствия средиземноморских элементов фауны, а, следовательно, и солёности бассейнов в периоды «пиков» трансгрессий в течение всего неоплейстоцена. Чтобы попытаться увязать эти данные, обратимся к особенностям наиболее изученного [4,6] морфоседиментационного комплекса, связанного с последним ледниковым циклом. Материалы бурения в Босфорском проливе позволяют предполагать наличие одностороннего сброса опресненных Черноморских вод в период антской (поздневалдайской) регрессии, береговая линия которой находилась на отметках около минус 80м. Этот мощный поток «реки-моря», продольные уклоны которого оцениваются нами близкими к 0,001, следует считать главным фактором донной эрозии пролива. С развитием трансгрессии происходил подпор опресненного одностороннего стока, при этом Черное море продолжало оставаться почти пресноводным до уровня минус 30м (отметка береговой линии еникальского бассейна). Солоноватоводная фауна каспийского типа (СФ) развивается при достижении уровня минус 25-20м (новоэвксинский бассейн). На уровне минус 16-15м в бугазское время распространяется смешанная фауна узуларского типа (УФ), и только с достижением уровня минус 10м в витязевское время в бассейне уже наблюдается, хотя и эвригалин-

ная, но полностью средиземноморская фауна (МФ). Таким образом, можно утверждать, что если бы гипотетически трансгрессия Черного моря остановилась на отметке минус 20м, мы имели бы солонатоводный бассейн каспийского типа, на уровне минус 15м – бассейн узунларского типа, а на уровне выше минус 10м - морской бассейн витязевского, каламитского, современного или карангатского типа.

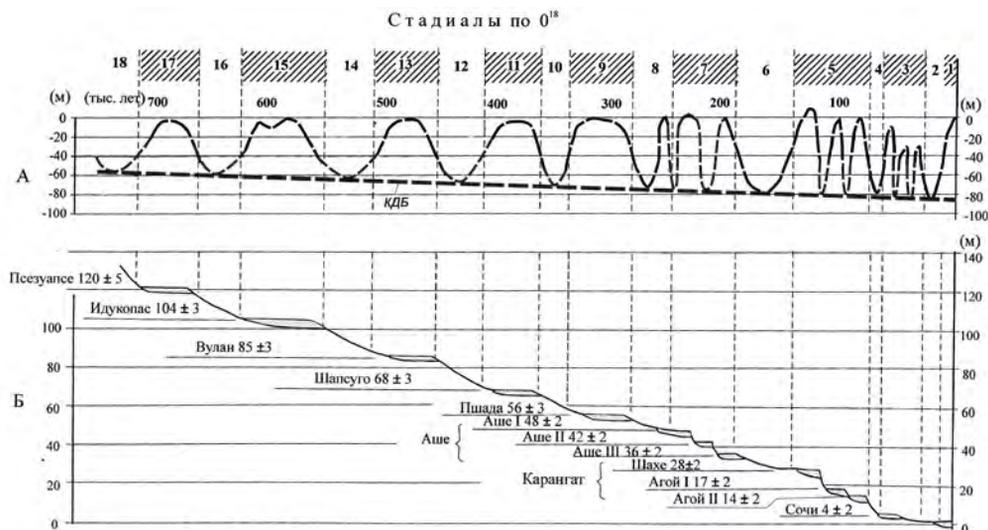


Рис.1. Схема предполагаемых колебаний уровня Азово-Черноморского бассейна в неоплейстоцене (А) и строение террасового ряда Черноморского побережья Кавказа (Лазаревский страторайон, Б)

Жирной прерывистой линией показан предполагаемый уровень коренного дна Босфора (КДБ)

5. Из всего изложенного можно было бы сделать вывод о том, что уровень Азово-Черноморского бассейна моря в периоды максимумов трансгрессий неоплейстоцена последовательно становился все выше. Однако такой вывод противоречит общепринятым данным об уровнях межледниковых океанических трансгрессий, а, следовательно, и трансгрессий внутренних морей, близких к современному. Таким образом, у нас остается лишь одно лишнее противоречий предположение, а именно – полагать, что глубины Босфора последовательно увеличивались в течение всего неоплейстоцена. При этом становятся объяснимыми как упомянутое выше снижение регрессивных базисов эрозии, так и данные об увеличении солености трансгрессивных бассейнов. Понятен и фактор углубления пролива – это донная эрозия потоков при одностороннем сбросе черноморских вод в периоды ледниковых регрессий. Возможна и количественная оценка такого углубления. Учитывая приведенные выше данные по истории формирования бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене, общую величину

реального углубления пролива за неоплейстоцен можно определить всего в 20-25м (рис.1). Несмотря на незначительность величины, ее оказалось достаточно для регулирования развития многих сложных особенностей палеогеографии и палеоэкологии Азово-Черноморского бассейна. В эту модель укладываются и приведенные еще Н. И. Андрусовым [5] данные о нахождении солонатоводных чаудинских отложений на берегах Мраморного моря у Галлиполи. Повидимому, Мраморное море, подобно Черному, развивалось в межледниковья начала неоплейстоцена как солонатоводный подпорный бассейн, а пролив Дарданеллы играл такую же роль, как и Босфорский.

Литература

1. Островский А.Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказа // Известия АН СССР. Серия географическая. 1967. №1. С.30-39.
2. Арсланов Х.А., Балабанов И.П., Гей Н.А., Измайлов Я.А., Островский А.Б., Скиба С.И., Скрябина Н.С. Методы и результаты картирования и геохронологической привязки древних береговых линий на суше и шельфе Черноморского побережья Кавказа // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М., 1983. С. 144-151.
3. Измайлов Я.А. Попытка количественной оценки темпов плейстоценовых вертикальных тектонических движений морских побережий (восточное Азово-Черноморье). // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Сборник статей. Ростов-на-Дону, 2013. С.250-252.
4. Балабанов И.П., Измайлов Я.А. Изменение уровня и гидрохимического режима Черного и Азовского морей за последние 20 тыс. лет // Водные ресурсы. 1988. №6.С.54-62.
5. Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова // Ежегодник по геологии и минералогии России. 1906. Т.7. Вып.6. С. 115-124.
6. Izmailov Ya.A. A model of water exchange via the Black Sea-Mediterranean Straits as an attempt to reconcile the conflicting theories regarding the histories of these basins // IGSP 521-INQUA 0501 Fifth Plenary Meeting and Field Trip. Izmir-Canakkale. Turkey. 2009, pp. 93-95.

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ КРЫМА
В РАБОТАХ НИКОЛАЯ СТЕПАНОВИЧА БЛАГОВОЛИНА**

Кладовщикова М.Е.

Институт географии РАН, Москва, Россия, masisuanka@mail.ru

**GEOMORPHOLOGY OF THE CRIMEA ACCORDING TO
NIKOLAY S. BLAGOVOLIN SCIENTIFIC AFFAIRS**

Kladovschikova M.E.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, masisuanka@mail.ru

Николай Степанович Благоволин (1927–2006) – известный отечественный геоморфолог, чья научная деятельность была связана с Институтом географии АН СССР (РАН) более 40 лет. За это время им было опубликовано более 60 работ по геоморфологии Крыма, которому он посвятил наиболее плодотворную часть своего научного пути.

Исследовательскую работу в Крыму Н.С. Благоволин начал в 1956 г. в Керченско-Таманской области, результаты изучения геоморфологии и палеогеографии которой активно публиковались в течение последующих нескольких лет [1-4]. Чуть позже в кандидатской диссертации «Геоморфология и история развития Керченско-Таманской области» [5] он привел данные о двух устоявшихся гипотезах происхождения Керченского пролива (тектонической и эрозийной), а также подчеркнул сложное строение региона, связав воедино геологическую историю Керченско-Таманской области, Черного и Азовского моря, гор Крыма и Кавказа [5, 6]. Эти работы явились основой для дальнейших многолетних фундаментальных работ Н.С. Благоволена в Крымско-Кавказской области, в первую очередь, для исследования морфоструктурного строения Горного Крыма и истории развития его рельефа, включая этап современных тектонических движений [7-11].

Свои исследования Николай Степанович проводил преимущественно в центральной части Крымских гор – в пределах созданного в 1961 г. геодинамического полигона, чья территория охватывала сразу пять структурно-морфологических зон: Южный берег Крыма, Главную и Внутреннюю гряды, Южное продольное понижение, Северную продольную долину. Такой набор морфоструктурных зон, а также хорошая обнаженность и доступность геолого-геоморфологических объектов предопределили проведение комплексных геофизических, геодезических и геолого-геоморфологических наблюдений по 30 профилям и площадкам для стационарных наблюдений в рамках специально разработанной методики [11]. Высокая интенсивность геолого-геоморфологических исследований на полигоне требовала обобщения большого объема ценной информации. Да и само время – 1960-1970-е гг. – диктовало актуальность такой работы: накопленный на тот момент геоморфологической

наукой материал требовал осмысления и интерпретации. На этой волне появился ряд обобщающих научных трудов Н.С. Благоволина и его коллег в отношении острых дискуссионных вопросов структурно-геоморфологического строения Горного Крыма [12-14].

Положив в основу работ предложенный И.П. Герасимовым палеогеографический подход (в дальнейшем прочно вошедший в методику изучения рельефа при анализе морфоструктурного строения территории) [15], Николай Степанович привел убедительные данные о глубокой унаследованности современной морфоструктуры гор Крыма, а также об унаследованном характере новейших тектонических движений по «эпи-мезозойскому» типу [12]. Впервые указав на мезозойский возраст морфоструктуры Горного Крыма [12, 13], он обосновал принципиальную возможность наличия и более древней, чем предполагалось ранее [16], раннемеловой поверхности выравнивая на высоте 900-1100 м в пределах Главной гряды. Кроме того, им впервые была выделена и вторая, позднеплиоценовая, поверхность выравнивания на междуречьях Внешней гряды в интервале 300-500 м, до этого рассматриваемая в качестве плиоценовой речной террасы [17].

Вопрос о количестве и возрасте поверхностей выравнивания в горах Крыма имел принципиальное значение для анализа их неотектоники, определения амплитуды и скорости поднятия в ходе различных геологических этапов. Так, стало ясно, что за большой промежуток времени (с конца мела до середины плиоцена) суммарное поднятие Горного Крыма составило не более 700 м [12], что говорило о полуплатформенном характере развития с длительным периодом слабых тектонических поднятий – качестве, несвойственном для других горных сооружений Альпийско-Гималайской области.

Принимая активное участие в работах на Крымском полигоне, Н.С. Благоволин стал одним из ведущих специалистов в области современных тектонических движений и достиг большого успеха в составлении специальных карт [18-21]. Он не раз участвовал в коллективной работе геологов, геоморфологов и палеогеографов, входя в число авторов-составителей карт, подобных которым в научной литературе до этого не было. Примером такой работы является “Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания на территории СССР” [19], составленная ведущими в этой области специалистами, в чей коллектив по праву входил Николай Степанович, на базе оригинальных и актуальных научных концепций, использованных для генерализации первичных материалов, с применением новых в то время методов картографического изображения. Карта отличалась богатством фактических данных, основанных на полевых наблюдениях составителей. Вскоре вышла коллективная монография авторов этой карты, отдельная глава которой была посвящена Крыму, Кавказу и Карпатам [22]. В ней, обобщив свои фактические региональные материалы в научно-теоретическом плане, показав методы и пути их практического использования, Н.С. Благоволин и его соратники дали всестороннее объяснение особенностей

распространения неогеновых и донеогеновых поверхностей выравнивания и кор выветривания в Крымско-Кавказской области.

Будучи хорошим специалистом в области идей планации рельефа, а также человеком интересующимся, знающим иностранные языки и обладающим литературным талантом, Николай Степанович выступил в качестве переводчика работы И.Ф. Геллерта «О современных воззрениях на поверхности выравнивания» [23]. Этим он внес вклад в приток знаний из других стран, что в те годы помогало не только информировать отечественных геоморфологов о состоянии зарубежной науки, но и способствовало диалогу с иностранными учеными.

В полной мере владея приемами геоморфологических исследований в пределах Крымского полигона, Н.С. Благоволин и его единомышленники долгое время выступали в роли прекрасных методистов по части проведения комплексных геолого-геоморфологических работ. Их алгоритм отличался конкретизацией приемов и задач [24-26], результаты – реалистичностью, обоснованностью и полным соответствием поставленной цели. Большое практическое значение имели объективные сведения о взаимосвязи современных тектонических движений и экзогенных процессов, в результате чего количественно оценивалась скорость современной денудации Крымских гор. В частности, Николай Степанович и его коллеги принимали активное участие в изучении склоновых процессов с применением инструментальных методов [27, 28], в работах по определению стока речных наносов [29]. Особого научного интереса, на наш взгляд, заслуживает проведенная совместно с талантливым крымским геоморфологом А.А. Клюкиным работа по оценке химической, механической и суммарной денудации Горного Крыма. Несмотря на то, что существующие на тот момент данные носили «точечный» характер и не могли быть экстраполированы на значительную территорию, полученные количественные характеристики и составленные карты-схемы стали первыми в истории изучения денудации Крымских гор, что позволило авторам вовлечь их в сравнительный анализ с другими горными системами [29].

Комплексное исследование современной геодинамики Крымского п-ова проводилось Н.С. Благоволиным и за пределами геофизического полигона. Указывая на большую важность не только чисто геоморфологических, но и, например, археолого-геоморфологического метода в цепочке приемов изучения геодинамической обстановки, Николай Степанович с коллегами успешно применяли его. Они проводили полевые исследования в районах античных поселений Крыма, отслеживая современные деформации земной поверхности и колебания уровня Черного моря в историческое время [30, 31], отмечая, что опыт археолого-геоморфологических работ в Причерноморье сложен и интересен [32]. Неоднократно возвращаясь к истокам своих крымских исследований в Керченско-Таманской области, Н.С. Благоволин совмещал изучение современных движений земной коры в пределах Горного Крыма с историей развития Черного моря в четвертичное время. Уверенно владея материалом по палеогеографии, прибрежно-морской и донной седиментации, Николай Степанович активно при-

мал участие в коллективных работах по сравнительной характеристике Черного, Азовского, Каспийского и Балтийского морей [33-35].

В рамках изучения тектонической истории Керченско-Таманской области Н.С. Благоволиным были исследованы и классифицированы все грязевые вулканы, расположенные на суше и в пределах акваторий. Был сделан ряд важных выводов об их активности и «продуктивности» в разное время с конца олигоцена – с момента, когда они начали принимать заметное участие в восходящем массопереносе и морфогенезе области, заняв ведущую позицию в рельефообразовании [36].

Вовлеченность Н.С. Благоволина в исследование прибрежной части акватории Черного моря была обусловлена также и повышенным интересом к сейсмической активности Крымских гор, поскольку именно в береговой зоне моря (полосе континентального шельфа от Севастополя до Керчи) были зафиксированы эпицентры всех исторических землетрясений региона. Изучение следов проявления сейсмичности в рельефе Горного Крыма Николай Степанович видел важной задачей, отводя сеймотектоническим дислокациям и сейсмогравитационным явлениям далеко не последнее место в формировании облика рельефа, начиная с дочетвертичного времени [37].

Н.С. Благоволин, будучи крайне увлеченным исследователем и преданным своему делу профессионалом, обладал не только живым и пытливым умом, но и литературным талантом – его статьи читаются на одном дыхании, оставляя после себя пространство для размышлений. Неудивительно, что Николай Степанович был литературным редактором двух научных журналов – “Известия АН СССР. Серия географическая” и “Геоморфология”. Удивительно, но его фронтовые дороги тоже связаны с Крымом... [38].

Литература

1. Благоволин Н.С. История развития рельефа Керченско-Таманской области и связь горных сооружений Крыма и Кавказа // Сб. мат. конфер. молодых ученых Московского района г. Москвы. Вып. 3. 1958. С. 68-71.
2. Благоволин Н.С. Происхождение и история развития Керченского пролива // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1960. № 2. С. 105-109.
3. Благоволин Н.С. Основные вопросы структурной геоморфологии Керченско-Таманской области // Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. 1960. Т. 35. Вып. 6. С. 145-146.
4. Благоволин Н.С. Структурно-геоморфологическое положение Керченско-Таманской области // АН СССР. Отд. геол.-географ. наук. Геоморф. комиссия. М.: ИГ АН СССР, 1960. 24 с.
5. Благоволин Н.С. Геоморфология и история развития Керченско-Таманской области. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: ИГ АН СССР, 1961. 19 с.
6. Благоволин Н.С. Основные вопросы структурной геоморфологии Керченско-Таманской области // Землеведение. Нов. сер. Т. 6 (46). 1963. С. 160-168.
7. Благоволин Н.С. Опыт сравнительной характеристики неотектонического развития горного Крыма и Северо-Западного Кавказа // Проблемы неотектоники. Тез. докл. совещания 19-23 мая 1964 г. М.: ИГ АН СССР, 1964. С. 77-78.

8. Благоволин Н.С. Изучение современных тектонических движений на Крымском геофизическом полигоне // Современные движения земной коры. Тарту: АН Эстонской ССР, 1965. С. 25-31.
9. Благоволин Н.С. Некоторые вопросы истории развития рельефа горного Крыма // Строение Черноморской впадины (Результаты исследований по междунар. геофиз. проектам Междуведомств. геофиз. ком-та при Президиуме АН СССР). М.: АН СССР, 1966. С. 59-66.
10. Благоволин Н.С. Вопросы геоморфологии Крымских гор // Вопросы географии. 1968. Сб. 74. С. 98-108.
11. Благоволин Н.С. Развитие морфоструктур Северного Причерноморья на новейшем этапе // Геоморфология. 1971. № 4. С. 22-30.
12. Благоволин Н.С. Возраст морфоструктуры горного Крыма // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1965. № 2. С. 83-89.
13. Благоволин Н.С. Возраст и проблема сохранности наиболее древней поверхности выравнивания горного Крыма // Поверхности выравнивания. Вып. 2. Иркутск: АН СССР, 1970. С. 16-18.
14. Благоволин Н.С., Победоносцев С.В. Современные вертикальные движения берегов Черного и Азовского морей // Геоморфология. 1973. № 3. С. 46-55.
15. Герасимов И.П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 100 с.
16. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 208 с.
17. Бабак В.И. Очерк неотектоники Крыма // Бюлл. МОИП. 1959. Т. 34. Вып. 4. С. 51-65.
18. Благоволин Н.С., Смирнова И.П. Карта падений рек Крыма и ее структурно-геоморфологический анализ // Комплексные исследования Черноморской впадины. М.: Наука, 1970. С. 59-67.
19. Карта поверхностей выравнивания и кор выветривания на территории СССР масштаба 1:2500000 / Под ред. Герасимова И.П., Сидоренко А.В. М.: АН СССР, Министерство геологии СССР, 1972. 16 л.
20. Благоволин Н.С., Лиlienберг Д.А. Карта современных тектонических движений Причерноморья и ее морфоструктурный анализ // Современные движения земной коры. Тарту: АН Эстонской ССР, 1973. № 5. С. 112-120.
21. Aseyev A.A., Vlagovolin N.S., Gorodetskaya M.E. Morphostructure and morphosculpture of the USSR // Intern. Geography – 1976. М.: 1976. Sect. I. Geomorphology and Paleogeography. P. 23-27.
22. Думитрашко Н.В., Благоволин Н.С., Фельдбарг Н.Г. Области преобладающего развития неогеновых поверхностей выравнивания с фрагментами донеогеновых уровней: Кавказ, Крым и Карпаты // Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974. С. 248-273.
23. Геллерт И.Ф. Современные воззрения на поверхности выравнивания. Пер. с норв. Н.С. Благоволина // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1963. № 6. С. 102-111.
24. Благоволин Н.С., Горелов С.К., Лиlienберг Д.А. Методика геоморфологических исследований современных движений на комплексных геодинамических полигонах. Резюме // Проблемы современных движений земной коры. Четвертый международный симпозиум. Таллин: АН Эстонской ССР, 1975. С. 176.

25. Благоволин Н.С., Горелов С.К., Филькин В.А., Финько В.А. Значение, методика и результаты геоморфологических исследований на геодинамических полигонах // Современные движения земной коры. М.: Недра, 1980. С. 134-141.
26. Благоволин Н.С., Лиленберг Д.А. О повышении эффективности геоморфологических исследований на геодинамических полигонах // Современные движения земной коры. Кишинев: Штиинца, 1982. С. 23-24.
27. Благоволин Н.С., Цветков Д.Г. Применение повторной фототеодолитной съемки для изучения кинематики склонов // Вопр. геогр. Моск. фил. геогр. об-ва СССР. М., 1971. С. 103-109.
28. Благоволин Н.С., Цветков Д.Г. Опыт применения повторной наземной фотограмметрической съемки для изучения динамики рельефа // Геоморфология. 1971. № 1. С. 76-88.
29. Благоволин Н.С., Клюкин А.А. Скорость современной денудации Крымских гор // Геоморфология. 1987. № 4. С. 42-49.
30. Благоволин Н.С., Щеглов А.Н. Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в Юго-Западном Крыму // Известия АН СССР. Сер. Геогр. 1968. № 2. С. 49-58.
31. Благоволин Н.С., Щеглов А.Н. Применение археолого-геоморфологического метода для анализа современных деформаций земной поверхности и колебаний уровня моря // Проблемы современных движений земной коры. М.: Наука, 1969. С. 447-454.
32. Благоволин Н.С., Горелов С.К., Лиленберг Д.А., Пшенин Г.Н. Задачи геоморфологических исследований на комплексных геодинамических полигонах // Современные движения и деформации земной коры на геодинамических полигонах. М.: Наука, 1983. С. 10-15.
33. Благоволин Н.С., Муратов В.М., Островский А.Б., Серебряный Л.Р. Палеогеология Балтийского и Черного морей в четвертичном периоде // Проблемы палеогеологии. М.: Наука, 1976. С. 113-138.
34. Благоволин Н.С., Серебряный Л.Р. Сравнительная характеристика развития Балтийского, Черного и Каспийского морей в голоцене // Землеведение. Нов. сер. 1977. Т. 12 (52). С. 43-51.
35. Валуева М.Н., Благоволин Н.С., Серебряный Л.Р. Дискуссионные проблемы палеогеографии Черноморского бассейна (в свете новых аналитических данных по опорному разрезу Эльтиген) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 1. С. 66-71.
36. Благоволин Н.С. Роль соляной тектоники и грязевого вулканизма в восходящем массопереносе рельефообразовании // Геоморфология. 1985. № 2. С. 17-27.
37. Благоволин Н.С. Сейсмоструктурные и сейсмогравитационные процессы в горном Крыму // Геоморфология. 1993. № 2. С. 49-56.
38. Кладовщикова М.Е. Исследования Николая Степановича Благоволина в Крыму // Геоморфология. 2016. № 3. С. 103-108.

СОЗДАНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ ТУФОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА НА ПРИМЕРЕ ТУФОВ ДОЛГОРУКОВСКОГО КАРСТОВОГО МАССИВА

Криничный Н.А., Самохин Г.В.

Таврическая академия Крымского федерального университета
имени В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, gen-samokhin@yandex.ru,
krinichny.9@yandex.com

CREATION OF THE DATABASE OF TUFF DEPOSITS OF THE CRIMEA ON THE EXAMPLE OF TUF OF THE DOLGORUKOVSKY KARST MASSIF

Krinichny N.A., Samokhin G.V.

Taurida Academy of the V. I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol,
Russia, gen-samokhin@yandex.ru, krinichny.9@yandex.com

Известковые туфы являются существенным классом осадочных пород занимающих огромные площади в разных частях мира [1-6]. На территории Горного Крыма туфовые отложения современного и четвертичного возраста также имеют достаточно широкое распространение [7].

Многообразие типов известкового туфа обусловлено их генетическими особенностями. К основным условиям влияющих на формирования туфов можно отнести:

1. Геологические - наличие карбонатных пород, особенности залегания, трещиноватости и тектонических разломов.
2. Гидролого-гидрохимические - наличие, насыщенной карбонатом кальция воды, особенности водного объекта и его гидродинамики.
3. Геоморфологические – положение в рельефе (русло, склон, терраса и др.), влияние русловых и склоновых процессов, уклон земной поверхности.
4. Климатические и микроклиматические условия – преимущественно теплая и влажная внешняя среда.
5. Биологические – влияние живых организмов на формирование туфов
6. Антропогенные – туфы, как динамичные системы, активно реагируют на результаты человеческой деятельности

При пространственном и временном совпадении указанных условий могут возникать физико-химические барьеры, результатом которых является выпадение из раствора (водного потока) карбоната кальция с образованием соответствующих генетических форм рельефа. При определении седиментационной способности карстовых вод применима ...«третья и четвертая геохимическая ситуация имеющая геолого-геоморфологическое выражение в карбонатном карсте» [8].

В связи с многофакторностью формирования туфов при их классификации используются три основные группы критериев:

1. Геохимические - по происхождению углекислого газа: метеогенное и термальное.

2. Морфолого-геоморфологические – по внешнему виду и положению в рельефе

3. По форме залегания и строению – текстура и структура туфов.

Формируясь в турбулентном русловом потоке, туф часто подвергается размыву. Как следствие, туфовые отложения содержат значительную долю обломочного материала. Выделяется пять типов туфов сложенных обломочными материалами [9, 10].

1. Фитокластовые туфы – туфовые корки образуются вокруг остатков растений.

2. Онколитовые туфы – округлые стяжения с концентрической слоистостью, сформированных вокруг сине-зеленых водорослей или бактерий и переотложенные на некоторое расстояние.

3. Интракластовые туфы – карбонатные обломочные образования, сцементированные известковым раствором

4. Микродетритовые туфы – морские озерные известковые туфы отлагающиеся на фрагментах раковин, скелетных частей животных или обрывков растений.

5. Пелитовые туфы – туфы сформированные вокруг глинистых частиц

Проведенные исследования туфов на Долгоруковском карстовом массиве и анализ карстолого-спелеологических особенностей массива [11-13], установили наличие здесь автохтонных отложений рудитов (состоящих из аллохемов величиной более 1 мм) по берегам рек, речные гурь, речные и озерные кальцитовые корки, болотные туфы. По микроструктуре выделяются туфы образованные мхами, карбонатные рафты, натечные туфы, пизолиты, «вспененная туфы». А также аллохтонные отложения в виде сцементированных туфами осыпей в долинах рек и аллювиальные уступы по микроструктуре являющиеся пеллоидными интракластами.

Особое место в морфологическом разнообразии туфопроявлений занимают так называемые «туфовые площадки» [7], приуроченные к выходам карстовых вод (рис. 1). По генетическому типу слагающих их туфов они относятся к комплексным образованиям. В исследуемом регионе насчитывается 8 туфовых площадок.

Детальное исследование туфов Долгоруковского массива показало значительно более широкое распространение этих образований, чем представлялось ранее (рис. 2). В пределах массива найдено и описано более 30 туфовых отложений. Несомненно, исследование других карстовых массивов расширит географию распространения туфов, что приведет к решению вопросов их типизации, возраста и генезиса.

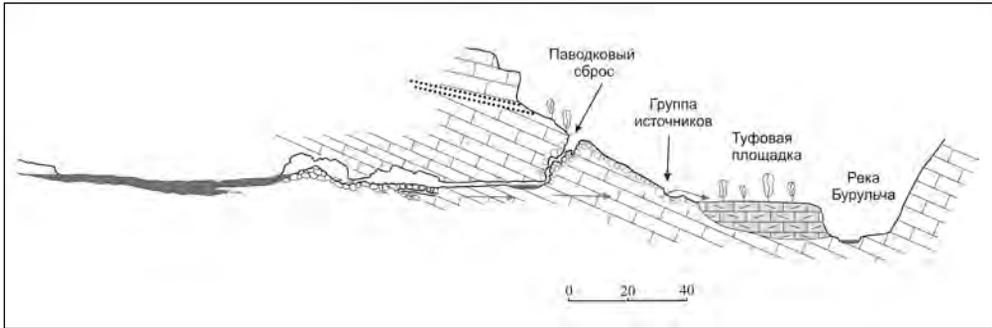


Рис. 1. Схематический профиль: источник Крестовый – Туфовая площадка – река Бурульча

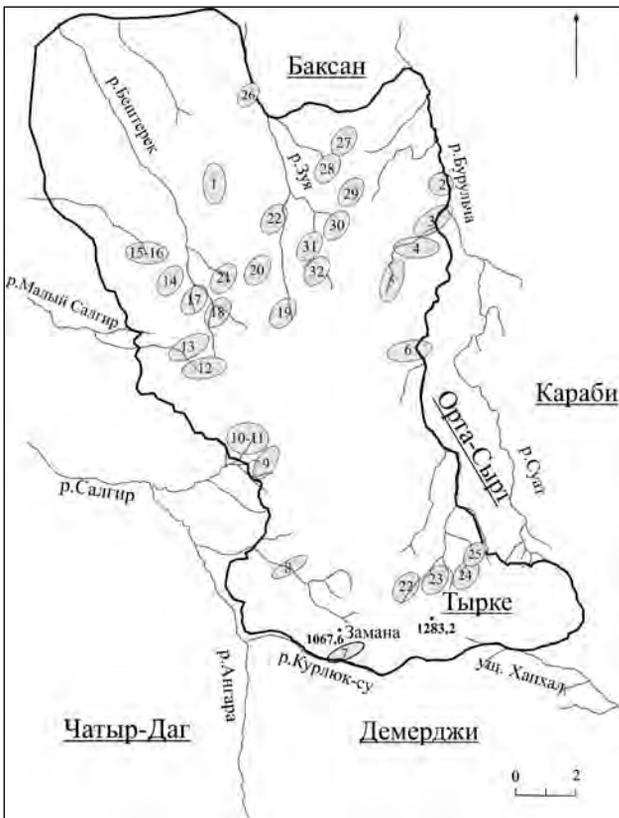


Рис. 2. Схема расположения туфовых отложений Долгоруковского массива. 1-32 порядковые номера туфопоявляющихся

Одной из главных задач является разработка, составление и ведение генерального кадастра туфовых образований Горного Крыма.

Кадастр представляет собой компьютерную базу по сбору и хранению данных связанных с идентификацией и местоположением туфовых отложений, их

морфологическую характеристику, включающую морфографические и морфометрические показатели; характеристика возраста и генезиса, описание геологических и гидрологических характеристик (тип водопроявлений, расход воды, температура, pH), описание растительности (особенно мохообразных), животного мира (ракообразных и др.), почвенного покрова.

Для учета туфовых отложений нами предлагается использовать кадастровую нумерацию основанную на принципах спелеологического районирования. Общий принцип для всех - цифрами и буквами маркируется некоторая территория, и конкретным туфовым площадкам присваивается собственный порядковый номер.

Территория задается как минутный "квадрат". Например, 4316N/4042E-15 (или коротко 4316/4042-15 - у нас везде северная широта и почти везде восточная долгота) означает минутный "квадрат" $43^{\circ}16'N-43^{\circ}17'N / 40^{\circ}42'E-40^{\circ}43'E$ (для его маркировки используются координаты левого нижнего угла). 15 - порядковый туфовой площадки. Достоинства данной нумерации, во-первых, в том, что номер присваивается вне зависимости от того, имеется или нет подробное спелеорайонирование местности и не меняется при изменении районирования. Во-вторых, информация, заключенная в номере, понятна без каких-либо справочников.

Кадастр туфовых отложений содержит информацию по естественным туфовым отложениям, в пределах Крыма. Кадастр содержит следующую основную информацию по каждой из туфовых площадок: кадастровый номер, название, длина, объем, описание, история исследования, топосъемка (план, разрез), фотографии, транспортная доступность, координаты площадки (координаты в открытый доступ не выкладываются из соображений безопасности и сохранности травертинов), охранный статус и т. д.

Каждая туфовая площадка должна быть привязана к определенной административной единице и к объекту спелеологического районирования (карстовая страна, провинция, область, спелеорайон). При этом, объекты спелеологического районирования содержат описание, историю их исследования, ссылки на источники и пр.

Поиск и сортировка травертиновых отложений осуществляется как согласно спелеологическому, районированию, так и по административной принадлежности (в том числе по интерактивным картам), а также по морфометрическим (длина, ширина, объем) и прочим характеристикам.

Поиск по кадастру и редактирование кадастра осуществляется через сеть Интернет. Доступ (в т.ч. редактирование) к данным кадастра регулируется через ролевую модель пользователей. Также, для оперативной работы над кадастром в отсутствие доступа к Интернет в условиях работ на природных объектах необходима разработка мобильного и/или off-line приложения, которое позволяет просматривать и вводить данные по кадастру, загружать данные из базы данных электронного кадастра (с учетом соответствующих прав роли пользователя).

Составление и ведение кадастра туфовых отложений Крыма является ключом для понимания геологической основы туфообразования, выявления закономерностей их седиментации, определения возраста и необходимых охранных мероприятий. Насыщенная карбонатом кальция, вода и гидродинамические особенности участков туфообразования маркируют разломные зоны, что является важным дополнением в изучении тектоники и неотектоники региона. Кроме этого, как показывает мировой опыт, в ареалах распространения травертинов наблюдается высокая концентрация эндемичных видов растений [14].

Помимо научного значения, известковые туфы Горного Крыма являясь уникальными геолого-био-геоморфологическими памятниками природы и могут служить интересными экскурсионными объектами.

Литература

1. Gradziński M. Factors controlling growth of modern tufa: results of a field experiment // Geological Society, London, Special Publications January 1, 2010. v. 336. P. 143-191.
2. Sallun Filho, W. & Karmann, I. Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. Journal of Maps, 2007. P. 282-295.
3. Tena V.L, Marcen C.S., Monne J.L.P. Las Formaciones Travertínicas de la cuenca alta del Rio Mijares (Provincia de Teruel). Teruel. 87 (I). 1999. P. 69-91.
4. Tunoglu C., Ertekin İ.K. Subrecent Ostracoda Associations and the Environmental Conditions of Karstic Travertine Bridges on the Zamanti River, Southern Turkey // Geological Bulletin of Turkey V. 51, N. 3, December 2008. P. 151-171.
5. Zhang D.D, Zhang Y, An Zhu A., Cheng X. Physical Mechanisms of River Waterfall Tufa (Travertine) Formation. Journal of Sedimentary Research January 2001. V. 71. P. 205-216.
6. Zippel B., Neu T. R. Characterization of Glycoconjugates of Extracellular Polymeric Substances in Tufa-Associated Biofilms by Using Fluorescence Lectin-Binding Analysis // Appl. Environ. Microbiol. January. – 2011. V. 77. N. 2. P. 505-516.
7. Дублянский В. Н., Баженова Л. Д., Башкин А. И., Тесленко Ю. В. Четвертичные известковые туфы Горного Крыма. К, 1982. 33 с. (Препринт ИГН АН УССР 82-3).
8. Вахрушев Б.А. Роль гидрохимических превращений в карстовом геоморфогенезе // Спелеология и карстология. Симферополь, 2010. № 4. С. 33-43.
9. Pedley, H.M. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. // Sedimentary Geology, 1990. N 68. P. 143-154
10. Ford, T. D., Pedley, H. M. A review of tufa and travertine deposits of the world // Earth-Science Reviews, 1996. v. 41. P. 117-175
11. Самохин Г.В. Новейшие карстолого-спелеологические исследования массива Долгоруковская яйла // Ученые записки ТНУ м. В.И. Вернадского; сер. География. Том 23 (62). 2010а. № 1. С.69-77.
12. Самохин Г.В. Спелеологические исследования Долгоруковского массива (Крым) // Свет, 2010б. №36, С. 32-35.
13. Суховий Н.М., Башкин А.И., Пивоваров С.В. и др. Отчет по комплексному изучению условий развития карста и формирования карстовых вод Долгоруковского массива для оценки прогнозирования данных процессов Министерство геологии СССР. Институт минеральных ресурсов. Симферополь. 1986. 181 с.
14. Heery S. A survey of tufa-forming (petrifying) springs in the Slieve Bloom, Ireland. A Report for Offaly & Laois County Councils Part 1 Main report, 2007. 55 p.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ ПЛЯЖЕЙ БЕРЕГОВ ТАРХАНКУТСКОГО ПОЛУОСТРОВА (КРЫМ)

Кузнецов А.Г., Пашкова Н.Г.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, pashkovanataly@mail.ru

SPECIAL METHODIC ASPECT OF BEACHES RESEARCH ON THE TARKHANKUT PENINSULA (CRIMEA) COAST

Kuznetsov A.G., Pashkova N.G.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia,
pashkovanataly@mail.ru

Морской берег – это граница между сушей и морем, и хотя на географических картах эта граница отображается линией – в действительности же необходимо рассматривать береговую зону, то есть более или менее широкую полосу, в пределах которой происходит постоянное взаимодействие суши и моря. При этом пляж является самой распространенной аккумулятивной формой рельефа морских берегов, который состоит из морских отложений разного состава. Стадию пляжа проходит в своем развитии любая часть аккумулятивного берега [1, 2]. Поэтому выполнение гранулометрического анализа пляжных отложений, определение их минералогопетрографического состава, выявление морфологических особенностей обломочных частиц является очень важной составляющей при исследовании пляжных зон и пляжных отложений, так как, используя эти знания можно не только определить скорость протекания абразионных процессов на изучаемой территории, но и спрогнозировать темпы их дальнейшего развития.

Так как пляж является наиболее подвижной, быстро изменяющейся частью берега, нами было проведено геологическое исследование на примере пляжей северо-западных берегов Тарханкутского полуострова (Крым). Исследования крупнообломочного материала пляжей северо-западных берегов Тарханкутского полуострова были проведены по береговой линии: мыс Каменный – мыс Черный – село Межводное – мыс Прибойный – мыс Тарханкут – село Оленевка – село Окуневка. Пробы пляжных отложений отбирались в средней части пляжа с площади 1м² в четырнадцати пунктах тарханкутского берега. Местоположения проб: 1. В 2-х км к юго-западу от м. Каменный. 2. В 200 м к северо-востоку от м. Черный. 3. Бухта Ярылгачская. 4. В 4-х км к юго-западу от с. Межводное. 5. Северо-восток п.г.т. Черноморское. 6. П.г.т. Черноморское, южная часть бухты Узкая. 7. Устье балки Ожиновая. 8. Устье балки Гледовая. 9. Центральная часть бухты Кипчак. 10. Устье балки Большой Кафель. 11. Центральная часть Джангульского оползневого побережья. 12. У с. Оленевка. 13. У м. Малый Атлеш. 14. У с. Окунев-

ка.

В ходе исследования был изучен гранулометрический состав по пробам, отобраным в четырнадцати пунктах северо-западных берегов Тарханкутского полуострова. Отобранный материал тщательно перемешивался, квартовался и одна часть пробы оставлялась для анализа. После этого пробу взвешивали, а затем разделяли по фракциям. Частицы диаметром до 10 мм разделялись на фракции при помощи ситового метода, а более крупные частицы сортировались в процессе грохочения. Далее материал каждой фракции взвешивался и определялся её процент от общей массы пробы [3].

Для графического изображения результатов гранулометрического анализа были использованы циклограммы и кумулятивные кривые. По кумулятивным кривым установлен медианный диаметр частиц в пробах.

У кривых, построенных по пробам № 9,11,12, медианный диаметр обломков изменяется от 18 до 46 мм, средний размер – 37 мм, а у кривых, построенных по пробам № 1-8,10,13,14, - от 18 до 49 мм, средний размер – 35 мм. Это свидетельствует, что для большинства пляжей Тарханкутского полуострова характерны галечники (исключение составляют лишь карманные бухты, где преобладают песчаные пляжи).

Коэффициенты сортировки у кривых № 9,11,12 изменяются от 2.9 до 7.0, средний $S_0 = 5.4$, а у кривых № 1-8,10,13,14 – от 1.5 до 4.5, средний $S_0 = 2.4$. Это свидетельствует о том, что материал галечных пляжей отсортирован лучше, чем материал песчано-гравийно-галечных.

По построенным кумулятивным кривым установлено, что преобладающим медианным диаметром обломков пляжей является 35-37 мм, а коэффициент сортировки обломков в среднем равен 2,4 – 5,4. По минералогопетрографическому составу пляжный обломочный материал представлен известняками (преобладают), а также песчаниками, реже мергелями.

По гранулометрическому составу пляжи были разделены на пять категорий по пятибалльной шкале, где баллы отображают степень устойчивости отложений пляжа к волнению моря: 1 балл – песчаные, 2 - песчано-гравийно-галечные, 3 - гравийно-галечные, 4 - галечные, 5 - галечно-валунные и валунные. Чем крупнее материал пляжа, тем устойчивее он к размыву.

Так же были измерены длины берегов, отличающиеся по гранулометрическому составу. Подытоживая полученные данные, можно определить, что пляжи Тарханкутского полуострова в основном песчано-гравийно-галечные, песчаные, гравийно-галечные. Они занимают соответственно 27, 23 и 21% протяженности береговой линии и встречаются от с. Окуневка до Караджинской бухты, от нее до п.г.т. Черноморское и от п.г.т. Черноморское до с.Межводное. Песчаные пляжи встречаются только в карманных бухтах, вблизи с. Межводное и в бухте между мысами Тарханкут и Прибойный. Они занимают 23% длины береговой линии. Редко встречаются «дикие» валунно-галечниковые пляжи (валуны известняков до 2м в поперечнике) - у мыса Прибойный, у п.г.т. Черноморское у берегов Атлеша.

Для детального определения минералого-петрографического состава пляжей использовалась галька фракции 20 – 50 мм. Породы определялись визуально и под лупой. Затем количество обломков каждой группы пород пересчитывалось в проценты. После определения минералого-петрографического состава были выделены два типа пляжей: 1. Из обломков известняков скальных пород известняков (пляжи Атлеша и м. Черный). 2. Из обломков осадочных пород мергеля, песчаника и известняка (пляжи между п.г.т. Черноморское и с. Оленевка).

Минералого-петрографический состав свидетельствует о положении питающих провинций. Песчаники выносятся как временными водотоками, так и падают с береговых склонов прямо на пляж, а обломки известняков выносятся водотоками и прибываются волнами моря, которое вымывает их из бенча. Таким образом, было определено, что по петрографическому составу крупнообломочный материал пляжей представлен преимущественно известняками, в меньшем количестве – песчаниками, и более редко – мергелями.

Так же были проведены исследования морфологии крупнообломочных частиц пляжных отложений фракции 20 – 50 мм по методикам, разработанным рядом исследователей [3-5], при этом изучалась окатанность, уплощенность и удлиненность обломков и галек.

Окатанность определяется различными способами. Одна группа методов основана на специальных измерениях и вычислениях, а другая – на визуальной оценке степени окатанности, определяющейся по балльной шкале. Существует много вариантов вычисления коэффициента окатанности, разработанных разными исследователями [5] Уинвортом (1919), Ваделом (1932), Кайе (1952), Кайзером (1956), Кюненом (1956) и др.

При определении окатанности обломков Тарханкутских пляжей за основу была взята пятибалльная шкала Симонова Ю.Г. [5], поскольку она наиболее проста и удобна при полевых исследованиях. Данная шкала включает в себя следующие деления: 0 баллов – у обломка не окатаны ни ребра, ни грани; 1 – закруглено одно ребро; 2 – закруглены все ребра и одна из граней; 3 – закруглены все ребра и грани; 4 – обломок окатан так, что его исходная форма не узнается.

Для выражения числовой характеристики окатанности пробы служит коэффициент, предложенный Хабаковым А.В. (1948) и записанный им в виде формулы:

$$K_{OK} = (0 \cdot n_1 + 1 \cdot n_2 + 2 \cdot n_3 + 3 \cdot n_4 + 4 \cdot n_5) / 1E5 \cdot n,$$

где 0, 1, 2, 3, 4 - баллы, а n_1, n_2, n_3, n_4, n_5 – количество галек в каждом из пяти классов окатанности [4].

Перед определением окатанности материала в пробе, гальки сначала разделялись по группам пород (т.е. проводился минералого-петрографический анализ). Затем в каждой группе пород определялась степень окатанности галек по шкале Симонова Ю.Г. После этого по формуле вычислялся средний коэффициент окатанности для каждой группы пород. В целом, по направлению от Атле-

ша к м. Прибойный окатанность крупнообломочного материала возрастает; особенно это видно на примере известняков – их окатанность возрастает от 1,4 до 2,5 у Атлеша – до 3,7 – 4,0 у с. Оленевка. Для других групп пород эта тенденция нарушается. Средний коэффициент окатанности для известняков – 3,4, для песчаников – 3,0, для мергелей – 2,6.

Для характеристики формы обломков тарханкутских пляжных отложений и для определения коэффициентов удлиненности и уплощенности использовалась галька из пробы фракции 20 – 50 мм, разделенная по минералогопетрографическим группам пород. Главные оси обломков замерялись линейкой. Затем по формуле вычислялись коэффициенты удлиненности и уплощенности каждого обломка. После этого вычислялось среднее значение коэффициентов пробы для каждой группы пород.

Для характеристики уплощенности обломков вычислялся коэффициент уплощенности, предложенный Вассоевичем Н.Б. в 1958г.:

$$K_{упл.} = ((a + b) / 2c) - 1$$

где a – длина, b – ширина, c – толщина.

Средний коэффициент уплощенности галек для известняков равен 0,4, для песчаников -0,3, для мергелей - 0,2. Обломки по значениям коэффициента уплощенности разделены следующим образом: 0,1 – 0,3 - сильно уплощенные, 0,4 – 0,6 - средне уплощенные, 0,7 – 0,9 - слабо уплощенные. Таким образом, обломки известняков на побережье Тарханкутского полуострова являются средне уплощенными, а обломки мергелей и песчаников — сильно уплощенными.

Удлиненность обломков характеризовалась предложенным Вассоевичем Н.Б. коэффициентом удлиненности (вытянутости), вычисляемым по формуле:

$$K_{уд.} = (2a / (b + c)) - 1$$

Коэффициент удлиненности изменяется от 0 до 1; чем ближе его значения к 1, тем более изометричной является форма обломков. В целом, средний коэффициент удлиненности известняков равен 0,7, песчаников – 0,7, мергелей – 0,6. Следовательно, обломки известняков и песчаников являются слабо удлиненными, а обломки мергелей – средне удлиненными. Изменение коэффициента удлиненности заметно только для мергелей, тогда как обломки других пород выносятся на берег, на протяжении всей береговой линии и поэтому для них характерен разброс значений коэффициентов. В направлении от Атлеша к с. Оленевка обломки известняка становятся более удлиненными (0,7 – у Атлеша, 0,8 – у с. Оленевка).

Изучение закономерностей возникновения и развития пляжа имеет большое практическое значение, прежде всего потому, что пляж лучшее средство защиты берега от размыва его волнами. Важность дальнейших исследований пляжей и пляжных отложений обусловлена их защитной ролью от воздействия волн, от абразии и отступления берегов.

Литература

1. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 416 с.
2. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафонов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 385 с.
3. Вистелиус А.Б. Морфометрия обломочных частиц // Труды лаборатории аэрометодов АН СССР. М: Наука, 1960. Т.9. С. 135-202.
4. Борсук О.А. Анализ щебнистых отложений и галечников при геоморфологических исследованиях (на примере Забайкалья). М.: Наука, 1973. 110с.
5. Симонов Ю.Г. Балльные оценки в прикладных географических исследованиях и пути их совершенствования // Вестник МГУ. Сер.5. География. 1997. Вып. 4. С. 7–10.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ МОРСКИХ БЕРЕГОВ СЕВАСТОПОЛЯ

Луговой Н.Н.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Москва, Россия, lugnn@ya.ru

SEVASTOPOL SEA COAST CURRENT STATE

Lugovoy N.N.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia,
lugnn@ya.ru

В июне 2015 г. в ходе Крымской комплексной экспедиции Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, проводимой при поддержке ВОО “Русское географическое общество” выполнено полевое обследование современного состояния морских берегов территории города Севастополя. На основе полевых данных, с использованием спутниковых снимков, топокарт и ГИС-технологий была составлена карта морфогенетических типов берегов Севастополя в масштабе 1:25000. Карта охватывает обследованный отрезок берега длиной 136 км от пляжа Орловка до мыса Сарыч (90% береговой линии Севастополя). На карте выделено 370 береговых участков, подразделённых на 16 типов и подтипов берегов, разбитых на 4 группы.

I. Берега, практически не изменённые морем (первичные): 1.а - структурно-тектонические; 1.б - обвально-осыпные участки (в пределах структурно-тектонических берегов); 2 – ингрессионные.

II. Абразионная группа типов берегов: 3.а – абразионные; 3.б - абразионные с глыбово-валунной отмосткой; 3.в - абразионные с приклонённым пляжем; 4.а - карстово-абразионные высокие; 4.б - карстово-абразионные низменные; 5.а -

абразионно-оползневые; 5.б - абразионно-оползневые с прислонённым пляжем; 6 - карманные пляжи.

III. Берега аккумулятивного типа: 7 – аккумулятивные.

IV. Берега техногенно изменённые: 8 - стенки причалов и набережных, портовые молы; 9 - берегоукрепления селитебных и промышленных территорий; 10 - гидротехнические сооружения рекреационного назначения; 11 - «Стихийно» застроенные пляжи.

Распространённость выделенных морфогенетических типов берегов показана в таблице:

Тип	Длина (м)	Кол-во участков	%	% типа	Тип берега	% группы	Группа типов	Без поперечных сооружений	
								Длина (м)	% групп
1.а	7934	14	5.3	10.0	Структурно-тектонический	12.9	Первичные	19318	14.2
1.б	7055	13	4.7						
2	4329	17	2.9	2.9	Ингрессионный				
3.а	9297	12	6.2	15.3	Абразионный	40.1	Абразионные	60098	44.2
3.б	10370	28	6.9						
3.в	3317	13	2.2						
4.а	16400	38	10.9	17.0	Карстово-абразионный				
4.б	9045	25	6.0						
5.а	2355	6	1.6	5.1	Абразионно-оползневой				
5.б	5237	4	3.5						
6	4077	55	2.7	2.7	Карманные пляжи				
7	2887	6	1.9	1.9	Аккумулятивный	1.9	Аккумулят.	2887	2.1
8	44520	67	29.7	29.7	Причалы, молы	45.1	Техногенные 67708 м	53798	39.5
9	16180	53	10.8	10.8	Берегоукрепления				
10	6484	18	4.3	4.3	Рекреационные				
11	524	1	0.3	0.3	Застроенные пляжи				
Всего	150011	370			<i>Поперечные</i>	9.3%	13910 м	136101	

Наименее устойчивыми в Севастополе являются абразионно-оползневые берега, район их распространения заключен между долиной реки Качи и мысом Коса Северная. На берегах этого типа, сложенных среднеплиоценовыми континентальными слабо-сцементированными суглинистыми пролювиальными отложениями таврской свиты [4], активно развиваются оползневые процессы с формированием крупных блоков по типу выдавливания [5]. Многочисленные оползневые тела формируют оползневые террасы шириной до 200 м (в среднем около 100 м). Уступы оползневых террас, в свою очередь, активно разрушаются обвальными осыпными процессами и абразией. Средние скорости отступления данного типа берега, по разным оценкам [2, 5], составляют от 0,4 до 1 м/год. Несмотря на это, за последние десятилетия в этом районе, в непосредственной

близости от бровки активного оползневого уступа, построены многочисленные дачные посёлки, в которых уже происходят обрушения строений на участках, примыкающих к бровке. Жители отдельных посёлков предпринимают самостоятельные попытки сооружения склоноукрепляющих и берегозащитных конструкций, что, из-за неграмотности этих действий, только усугубляет ситуацию, активизируя склоновые и абразионные процессы (рис.1).



Рис. 1. Берегозащитные сооружения СТ «Мираж» не стабилизируют клиф, но вызывают размыв пляжа и его замусоривание. В центре – обвалившийся крупный обломок стены здания, стоявшего на бровке клифа

Кроме того, ограничивающий абразионно-оползневой район с севера, участок аккумулятивного берега в устьевой части долины реки Качи также является отступающим. При сравнении топокарт, составленных до 1985 г, и современных спутниковых снимков видно, что за прошедшие 30 лет, на месте ранее выровненного берега, сейчас образовалась вогнутость береговой линии, совпадающая с долиной Качи. При этом, отступление берега в центральной части долины превышает 150 м (рис. 2) Это же подтверждается сравнительно небольшой шириной пляжа (до 30 м) и выходами на пляже размываемых лагунных отложений, заполняющих Качинский палеолиман [1]. Таким образом, аккумулятивный берег в долине Качи отступает со скоростью до 5 м в год! Тем не менее, на этом участке берега, в настоящее время, ведется строительство капи-

тальных рекреационных объектов в первых десятках метров от уреза моря. В этом же береговом районе песчаный пляж Учкуевка, прислонённый к абразионному уступу в верней части подвергся сплошной застройке частными рекреационными объектами, наличие которых усиливает дефицит наносов на пляже и приводит к его загрязнению бытовыми отходами и строительным мусором.



Рис. 2. Наложение космического снимка 2014 г. на топокарту 1955 г. масштаба 1:25000. Сплошной линией показано современное положение линии берега, пунктиром – её положение в 1955 г.

Из-за дефицита пляжеобразующего материала и невыработанности равновесного профиля подводного берегового склона, естественной стабилизации таких берегов в ближайшие десятилетия не произойдёт. Учитывая продолжающуюся интенсивную застройку прибрежной зоны, можно ожидать частых катастрофических ситуаций, связанных с обрушениями жилых зданий и рекреационных сооружений. Кроме того, существует проблема расположения, отдыхающих на пляжах этого района лиц, непосредственно под обвально-опасными обрывами, на узких пляжах абразионно-оползневых берегов, что нередко приводит к травмированию и гибели рекреантов. Для предотвращения дальнейшего размыва и оползания в этом береговом районе требуется провести полноценный комплекс берегозащитных и берегоукрепительных мероприятий, однако, его эффективность может быть достигнута только при грамотном, научно обоснованном проектировании, основанном на серьёзных детальных исследованиях береговой зоны.

Потенциальной опасностью, несмотря на относительную современную стабилизацию, отличаются абразионные берега с валунно-галечной отмосткой, приуроченные к району залегания флишевых отложений таврической серии на побережье Ласпинской бухты. При прогнозируемом подъёме уровня Чёрного

моря [6, 7] последует активизация абразионных и, вызванных абразией, оползневых процессов, характерных для пород таврической серии.

Техногенно-изменённые берега на 2015 г. составляют около 40% всей береговой линии Севастополя, (53,8 км), плюс к этому, суммарная протяжённость береговой линии поперечных береговых сооружений (молов, пирсов, бун), которых насчитывается 109 шт., составляет около 14 км. Вся эта, крайне разнообразная, группа берегов разделена по предназначению и морфологии на 3 типа: Стенки причалов, молов и набережных, которые представлены вертикальными либо круто-наклонными каменными, бетонными или свайными волноотбойными конструкциями, а также наброской крупных глыб и тетраподов, с сохранением у стенки глубин в несколько метров; Берегоукрепления селитебных и промышленных территорий – бетонные волноотбойные стенки или глыбовые наброски, опирающиеся на верхнюю, в основном надводную, часть бенча; Гидротехнические сооружения рекреационного назначения – комбинированные продольно-поперечные сооружения, состоящие из набережных, бун, и межбунных карманов, засыпанных пляжевым материалом. Возраст, техническое состояние и эффективность этих сооружений чрезвычайно многообразны. Для объективной оценки их состояния требуется специальное детальное исследование с составлением кадастра.

В последние десятилетия в Севастополе идёт интенсивное освоение новых участков берегов, при этом, бесконтрольно строятся многочисленные разномасштабные сооружения в береговой зоне, возводимые частными предприятиями и лицами не знакомыми с законами морфолитодинамики берегов, без каких-либо изыскательских работ, с нарушениями экологических и строительных норм, вызывающие значительное ухудшение состояния берегов и приводящие аварийным и катастрофическим последствиям.

Литература

1. Зенкович В. П. Берега Чёрного и Азовского морей. Москва: Гос. Изд-во геогр. лит. 1958а. 371 с.
2. Современное состояние береговой зоны Крыма / под ред. Ю.Н. Горячкина; Морской гидрофизический институт (г. Севастополь). Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2015. 252 с.
3. Шуйский Ю.Д. Процессы и скорости абразии на украинских берегах Черного и Азовского морей // Изв. АН СССР, сер. географ., № 6. М.: 1974. С. 107–117.
4. Геология СССР. Том VIII Крым. Часть I. Геологическое описание. Москва: Изд-во “Недра”, 1969. 576 с.
5. Ерыш И.Ф., Саломатин В.Н. Оползни Крыма. Часть 1. История отечественного оползневедения Симферополь: изд-во “Апостроф”, 1999. 247 с.
6. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. НАН Украины, Морской гидрофизический институт. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. 210 с.
7. Шуйский Ю.Д. Оценка состояния берегов Чёрного моря в течение ближайших десятилетий. Ecologylife.ru, 2001 г. 5 с. <http://www.ecologylife.ru/ekologiya-chernogo-morya-2001/v-techenie-blizhayshih-desyatiletij.html>

**СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ МЫСА ОПУК
(КЕРЧЕНСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)**

*Лукашов А.А.**, *Лысенко В.И.***, *Смоктунович Т.Л.****

**Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва,
smoluk@yandex.ru*

*** Черноморский филиал Московского государственного университета имени
М.В.Ломоносова, Севастополь*

****Московский педагогический государственный университет, Москва*

**SEISMIC DISLOCATIONS OF OPUKNESS
(CAPE OPUK, KERCH PENINSULA)**

*Lukashov A.A.**, *Lyisenko V.I.***, *Smoctunovich T.L.****

**Lomonosov Moscow State University, Moscow, smoluk@yandex.ru*

*** Sevastopol branch of Lomonosov Moscow State University, Sevastopol*

****Moscow State Pedagogical University, Moscow*

На южной кромке Керченского полуострова, в 40 км от города Керчи, в 8 км к ЮЮЗ от сёл Марьевка, Вязниково и Борисовка и в 9 км к ЗЮЗ от села Яковенково в акваторию Чёрного моря выступает гористый мыс, природные достопримечательности которого предопределили включение его в 1988 году в экологический каркас Крыма. Опуковский заповедник площадью 1592,3 га (из них 62 га – акватория с островами) основан на базе одноименного памятника природы местного значения (с 1947 г.), заповедного урочища (с 1980 г.) с целью сохранения биологического и ландшафтного разнообразия Опука и его прибрежной зоны [1]. В состав резервата входят: мыс Опук, куполовидный горстовый массив горы Опук (185 м над у.м., 3,5х2 км), солёное озеро Кояшское (Элькенское) - морская лагуна глубиной до 0,6 м, гора Приозёрная (44 м) – на западном берегу озера Кояшского - и Скалы-Корабли (Элькен-Кая) в море – в 4,5 км к юго-западу от мыса Опук. Под водой между Скалами-Кораблями и горой Опук бьют пресные источники.

Наземная флора заповедника насчитывает 452 вида высших сосудистых растений. 32 вида фауны являются краснокнижными. Немалый интерес представляют эти земли и для археологов. У западного подножия горы Опук различимы руины древнего греческого, позднее - боспорского города Киммерик (6 в. до н.э. – 3 в. н.э.), разрушенного землетрясением. Сохранились остатки десятков древних конденсационных колодцев и подземная цитадель (3 в. н.э.) на восточном краю вершинного плато на высоте 170-165 над у.м. Крепость в Киммерике (1 - 3 век н.э.) входила в комплекс обороны Узунларского вала и рва, перегораживавших Керченский полуостров.

Хотя – по словам директора Заповедника Владимира Плетюка – этот резерват - «в основном птичий и травный», геолого-геоморфологические ландшафты

Опука представляют, как показано ниже, самостоятельную ценность, будучи во многом уникальными для всего Крыма.

Вершинная часть массива сложена 50-метровой толщей органогенных, в том числе - рифовых известняков меотиса (конец миоцена) с участием серых известковистых песчаников. Выходы и «свалы» коренных пород повсеместны. Породы насыщены отпечатками моллюсков и мшанок, колются со звуком. Структура – мелко- и среднезернистая, текстура грубослоистая. Известняки разбиты на глыбовые отдельности, с поверхности сильно закарстованы; в некоторых местах наблюдаются миниатюрные «карстовые трубы» диаметром 10-20 см. Карбонатная толща подстилается сарматскими глинами, «провоцирующими» в южной половине массива - при подземных толчках – сейсмогравитационные смещения.

Плато ограничено крутыми уступами и расчленено глубокими (до 20-30 м) и широкими тектоническими трещинами на отдельные блоки - до десятков метров в поперечнике. Зияющие трещины представляют собою сейсмические рвы, ориентированные здесь в ВСВ направлении. Наиболее протяжённый т.н. «Магистральный» сейсморов, ограничивающий ареал сейсмодислокаций на северо-западе, разбивает собственно вершинное плато массива и имеет сбросо-раздвиговую природу, причём юго-восточное крыло опущено на 2-3 м, а плановый рисунок рва напоминает макробрекцию [2]. Юго-западный фланг данного рва на пересечении с близмеридиональной разрывной зоной (см. ниже) проявлен на склоне массива, обращённого к Кояшскому озеру, в виде каменного хаоса. Скалистые гребни осложнены формами гравитационно-тектонического отседания и обрушения глыб и блоков известняка, в том числе - на пологих (10^0) склонах. Общее падение коренных пород - к юго-западу. Под скальными обрывами наблюдаются гравитационно-оползневые тела, с обратным падением slopes. На отдельных интервалах гребни осложнены тектоническим расчленением с отвесными, а порою - и нависающими стенками.

Уникален комплекс предельно резких сейсмодислокаций: трещинных нарушений, разрывов скальной основы и оползней – в прибровочной части среднего плато горы Опука. Вторая (?) по резкости форм (на всём Опуке) система сближенных рвов близмеридиональной ориентировки пересекает западный фланг сейсмооползневого уступа - южного обрыва среднего яруса рельефа массива, «угасая» (внешне - выклиниваясь) в своей северной части (рис. 1). При этом своим северным продолжением данная система резко ограничивает западную кромку вершинного плато. Наиболее крупные рвы отличаются телескопирование зияющих нарушений; ширина трещин и расколов измеряется метрами, а глубина может достигать 15-20м. Именно в таких ущельях сосредоточивается кустарниковая растительность при том, что большая часть склона покрыта полынью и разнотравной луговой растительностью.



Рис. 1. Сейсморов близмеридиональной ориентировки на южном обрыве среднего плато горы Опук. Фото А. Лукашова

Прочные известняки приобретают здесь юго-восточное падение под углом 15° - 17° . Характерна глубокая изъеденность скал микроформами карста. Наряду со рвами, наблюдается серия карстовых воронок с задернованными стенками диаметром 10-15 метров глубиной до 1,5 м, приуроченных к зонам тектонической трещиноватости. Форма склонов сейсмодислокаций, осложнённых разорванными карстовыми полостями (рис. 2), говорит о возрасте в несколько тысячелетий.

Приморские обрывы горы Опук, сейсморвы, сейсмообвальные каменные хаосы, морские гроты, не отвечающие облику волноприбойных ниш, и скалы-кекуры на урезе, вместе с обособленными Скалами-Кораблями вдали создают своеобразный ландшафт, неповторимый среди равнинно-холмистого пейзажа Керченского полуострова и достаточно спокойных его берегов.

Считается, что гора Опук является южной оконечностью Параболического гребня [1], отходящего, в свою очередь, от орографической оси Керченского полуострова – Парпачского гребня в районе озера Марфовского. В реальной топографии полуострова, однако, не прослеживается прямолинейной орографической связи массива Опук с Параболическим гребнем. Скорее, последний в виде системы коротких хребтов ЮЗ ориентировки заканчивается горой Острой (88 м) на северо-восточном побережье Кояшского озера. Вершина горы Опук находится в 1.3 км к ЮВ от горы Острой, причём связующая их невысокая

плосковершинная гряда располагается ортогонально по отношению к простиранию Параболического гребня. Гора Опук, являющаяся одной из наиболее выдающихся местностей Керченского гребнесопочного степного ландшафта, представляет собою обособленный резко выделяющийся восходящий элемент новейшей тектоники Восточного Крыма.



Рис. 2. Микрорельеф одного из элементов близмеридионального сейсморва над южной бровкой среднего плато массива Опук. Фото А. Лукашова

Отражающие контрастную динамику элементов клавишной тектоники разрушительные землетрясения в Крыму происходят в среднем реже, чем жизнь одного человеческого поколения. Людская память о них стирается быстро – в отличие от «памяти рельефа». Современные сейсмические материалы, полученные всего лишь на протяжении последнего столетия, далеко не в полной мере отражают возможный энергетический потенциал дискретных во времени сильнейших землетрясений с очагами на суше и в акваториях смежных морей [3,4]. Сейсмическими станциями полуострова ежегодно регистрируется в среднем

около сотни слабых подземных толчков. Как считают специалисты Института Физики земли РАН, в пределах Керченского п-ова налицо несоответствие между инструментальными и палеосейсмологическими данными об уровне сейсмической опасности [2].

Известные очаги большинства землетрясений расположены в земной коре в области крутого континентального склона Черного моря на глубинах от 10 до 40 км. Основные сейсмогенерирующие структуры тянутся вдоль южного побережья Крыма от Севастополя до Керчи. Геологические и археологические следы сильнейших древних сейсмических катастроф отмечены в том числе на Керченском полуострове. Достоверно известно, в частности, Пантикапейское землетрясение, произошедшие в Керченском проливе в 63 году до н. э. и разрушившее боспорские города. Согласно «Сейсмической шкале» Института Физики земли РАН, многочисленные разрывы земной поверхности шириною более 1 метра и большие обвалы на склонах отражают землетрясения силою до 11 баллов по 12-балльной шкале. Соответственно, в рельефе массива Опук явно запечатлены катастрофические сейсмические события высочайших уровней балльности, имевшие место на протяжении нескольких тысяч лет до н. э.

Литература

1. Ена В.Г., Ена Ал.В., Ена Ан.В. Заповедные ландшафты Крыма. «Бизнес-Информ». Симферополь. 2004. 424 с.

2. Овсяченко А.Н., Шварев С.В., Ларьков А.С., Мараханов А.В. Следы сильных землетрясений Керченско-Таманского региона по геологическим данным. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т.42, № 3. С. 33-54.

3. Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Овсяченко А.Н. Активные разломы и глубинное строение зоны Керченского пролива // Геология и геофизика Юга России, № 1, 2015. С. 63-66.

4. Бурмин В.Ю., Шумлянская Л.А. Современная сейсмичность Крыма. Вопросы инженерной сейсмологии. Том 42, номер 2, 2015. Стр. 5-17.

БЕРЕГОВЫЕ АККУМУЛЯТИВНЫЕ ФОРМЫ СИВАШСКОЙ ЛАГУНЫ, КРЫМ

Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Мысливец В.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Москва, Россия, geomorpho2006@yandex.ru

COASTAL ACCRETION FORMS OF THE SIVASH LAGOON, CRIMEA

Ignatov E.I., Lukyanova S.A., Myslivets V.I.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia,
geomorpho2006@yandex.ru

Сивашская лагуна относится к числу наиболее обширных лагунных бассейнов мира. Ее площадь примерно 2560 км² [1], в знойный сухой период лета может значительно сокращаться за счет интенсивного испарения в ее пределах и осыхания мелководных заливов [2]. Лагуна занимает две крупные тектонические впадины - Сивашский и Индольский прогибы. С разделяющей их Нижнегорской седловиной (западный отрезок Азовского вала) связано значительное сокращение ширины лагуны (Шакалинское сужение - до 3-5 км) и деление ее на северную и юго-восточную части. Тектоническое строение обуславливает ориентировку и внутренние геоморфологические особенности этих частей. Сивашский прогиб определяет субширотную ориентировку и большие размеры северной половины лагуны. Этот прогиб имеет малые скорости прогибания, что обеспечивает мелководность этой части лагуны и наличие здесь множества мелких островов и полуостровов, усиливающих сложность очертаний береговой линии, которая обусловлена подтоплением устьев множества ныне часто сухих долин и балок, осуществлявших ранее снос осадочного материала в лагуну с северных склонов крымских гор. Об этом свидетельствует наличие песка и даже гальки в днищах этих эрозионных форм [3]. Юго-восточная часть лагуны, связанная с Индольским прогибом, имеющим более значительную величину прогибания, о чем свидетельствуют большие мощности его неогеновых отложений, вытянута субмеридионально, вдоль отделяющей лагуну от Азовского моря Арабатской Стрелки. Эта часть лагуны отличается меньшей шириной, но большими глубинами (до 3,2 м [4]), более ровными очертаниями и более обширной открытой акваторией.

Лагуны на приливных морях заполнены преимущественно приливными осушками и маршами, а в бесприливных морях основными внутрилагунными формами берегового рельефа являются косы, причем часто азовского типа, особенно если лагуна имеет вытянутую вдоль берега форму [5]. Сивашская лагуна, отчлененная от бесприливногo Азовского моря баром Арабатской Стрелки и имеющая неоднозначное геолого-геоморфологическое строение, отличается большим разнообразием внутренних аккумулятивных береговых форм. Все они

являются современными образованиями, развивавшимися, в основном, после окончательного оформления бара Арабатской Стрелки (860 л.н. [1]), отчленившегося лагуны от моря.

В пределах мелководной северной половины лагуны преобладают осушенные берега, причем осушки (местное - засухи) формируются как за счет осыхания летом вершин глубоко вдающихся в сушу заливов, так и при проявлении ветровых сгонно-нагонных явлений, связанных с воздействием штормовых (>10 м/с) ветров преобладающих направлений – северных, северо-западных и северо-восточных [2,6]. Суточные колебания водного уровня в процессе сгонов и нагонов местами достигают 0.2-0,7 м, при сгонах береговая линия может отступить на 7-10 км [7]. Об усилении роли волнения при ветровых нагонах свидетельствует появление размываемых участков берега и связанных с ними аккумулятивных пересыпей, нередко перегораживающих устья заливов. В генетическом плане это, в основном, небольшие (1,5-2 км) песчаные косы, получающие питание за счет размыва мысов прибрежной равнины, сложенной суглинками с большим содержанием песчаного материала [3].

Еще большее значение имеют береговые аккумулятивные формы в юго-восточной части лагуны, где расширенная свободная акватория и увеличение глубин способствуют развитию волновых течений. Характерной особенностью этой акватории является разница в развитии береговых форм по ее западному и восточному побережьям.

Вдоль лагунного берега Арабатской Стрелки формируется серия типичных кос. На юге этого побережья косы идут непрерывно, друг за другом, чередуясь с небольшими абразионными участками. Эта череда кос придает берегу зубчатые очертания. Песчано-ракушечный материал для построения этих кос поступает за счет размыва самой Арабатской Стрелки или при возможных перехлестываниях волн через нее [8] и тогда песок и ракушка поступают на лагунный берег пересыпи непосредственно из азовской береговой зоны. Все косы вытянуты с севера на юг в соответствии с основным направлением вдольбереговых течений, развивающихся под воздействием преобладающих северо-западных и северо-восточных ветров и волнений.

Однако, при анализе более крупных одиночных кос, которые тяготеют, в основном, к месту Шакалинского сужения акватории, где, вероятно, скорости вдольбереговых течений несколько усиливаются, видно, что в строении кос принимают участие также волновые течения обратных направлений – с юга на север. Так, одна из наиболее крупных кос (рис.1) состоит из двух аккумулятивных элементов: один из них, более протяженный и устойчивый, связанный с преобладающим вдольбереговым течением с севера, и второй – менее монолитный, с небольшими окнами воды, растущий с юга и связанный, видимо, с прерывистым обратным течением. Оба аккумулятивных элемента соединены своими дистальными окончаниями, придавая всей этой косе треугольную форму, столь характерную для кос «азовского типа» – кос двустороннего питания. В

середине этого треугольника, как правило, сохраняется один или несколько небольших озерных водоемов.



Рис.1. Коса «азовского типа» у лагунного берега Арабатской Стрелки (Google Earth)

Более низменное западное побережье Индольской акватории отличается еще большим разнообразием береговых аккумулятивных форм. Здесь также часты косы, но несколько иного типа: они отходят от выступающих мысов и в виде пересыпей вытягиваются по направлению вдольберегового перемещения наносов, перекрывая устья заливов и спрямляя очертания береговой линии. Высота их над водной поверхностью не более 1 м. Судя по направлению их роста, вдольбереговые течения здесь преобладают на север, в отличие от восточного побережья лагуны. На это отличие указывал также Б.С.Шустов [8]. Однако местами все же имеются редкие аккумулятивные образования южного направления, подчиняющиеся воздействию локальных ветров и волнений в лагуне, как, например, небольшая аккумулятивная форма в районе деревни Дмитровка.

Геоморфологические особенности этих аккумулятивных пересыпей свидетельствуют о том, что в их образовании немалую роль играет поперечное поступление наносов. Немногочисленные известные данные показывают [4], что днище Сиваша выстлано лагунными илистыми отложениями, мощностью до 2-4 м. Тем не менее, в его прибрежной зоне, вероятно, имеется более крупный осадочный материал (песок, возможно, ракуша), который поступает сюда при

размыве коренных мысов и через водотоки [8]. О проявлении поперечного поступления наносов свидетельствуют имеющиеся местами вытянутые аккумулятивные формы, у которых оба окончания свободны, т.е. не связаны с питающим уступом размыва, что является обязательным условием для косы. Следовательно, эти формы относятся к категории береговых баров. Имеются также примеры начальной стадии развития аккумулятивной пересыпи в виде свободной группы мелких аккумулятивных островков, вытянутых по одной линии в устье залива и служащих основой для последующего развития продольного перемещения наносов. Таким образом, аккумулятивные формы западного (крымского) побережья имеют сложный генезис и являются барами-косами.

Наиболее крупной из них служит аккумулятивная пересыпь в устье Алексеевского лимана, которая протягивается на расстояние более 8 км. Это сложно построенная береговая форма, состоящая из нескольких прямолинейных валобразных элементов, вытянутых к северо-востоку и срезанных узким современным баром. Другие аналогичные формы имеют несколько меньшие размеры, но так же отчетливо выражены во внутривагонном рельефе.

Проведенные подсчеты по космическим снимкам [9] показали, что в настоящее время большинство береговых аккумулятивных форм Сиваша испытывают тенденцию к нарастанию. Усредненные скорости роста их дистальных окончаний составляют 0,6-13,2 м/год, а для кос «азовского типа» по западному берегу Арабатской стрелки – до 4,5-23,7 м/год.

Таким образом, береговые аккумулятивные формы на восточном побережье Индольской акватории способствуют усложнению контура береговой линии, придавая ему зубчатые очертания, а вдоль западного побережья обеспечивают выравнивание берега. Знаменательно также несовпадение в направлениях преобладающего вдольберегового перемещения наносов по западному (на север) и восточному (на юг) побережьям этой акватории. Гидрологические особенности акватории пока не известны, однако, причиной такого несовпадения может быть разворот течений на север в кутовой южной части этой акватории под воздействием ветров южного диапазона.

Литература

1. Лебединский В.И., Кириченко Л.П. Крым – музей под открытым небом. Симферополь, 2002, 204 с.
2. Багрова Л.А., Боков В.А., Багров Н.В. География Крыма. Киев, 2001, 301 с.
3. Львова Е.В. Равнинный Крым. Киев, 1978, 137 с.
4. Стащук М.Ф., Супрычев В.Л., Хитрая М.С. Минералогия, геохимия и условия формирования донных отложений Сиваша. Киев, 1964, 174 с.
5. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. М., 1991, 480 с.
6. Современное состояние береговой зоны Крыма. Атлас, Под ред. Ю.Н. Горячкина. Севастополь, 2015, 249 с.
7. Ена А., Ена А. На равнинах Крыма. Симферополь, 2015, 360 с.
8. Шустов Б.С. Восточный Сиваш и его берега//Ученые записки МГУ, вып. 19, География – «Берега», т. II, 1938, с. 103-114.

9. Михайлов В.А. Свободные и отчлененные береговые аккумулятивные формы залива Сиваш // Уч.записки Таврического нац. ун-та, сер. геогр., т.27(66), № 2, 2014, с. 65-74

**РОЛЬ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЫ
ГЕОСИСТЕМ В ФОРМИРОВАНИИ ИХ ЭПИФАЦИЙ И РЯДОВ НА
ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО КРЫМСКОГО ПРЕДГОРЬЯ**

Панин А.Г.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, tacfu@mail.ru

**THE ROLE OF GEOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL BASIS OF
GEOSYSTEMS IN FORMING THEIR EPIFACIES AND ROWS ON
EXAMPLE OF THE WESTERN CRIMEAN FOOT-HILL**

Panin A.G.

Taurida Academy of V. I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol,
Russia, tacfu@mail.ru

Автор исходит из положения Н.А. Солнцева [1] о том, что в основе дифференциации геосистем или природно-территориальных комплексов лежат особенности их литогенной основы, то есть прежде всего, литостратиграфия и рельеф. Вполне логично, что эта закономерность распространяется и на элементы эпифаций [2] и факторально-динамические ряды – ФДР [3, 4], а также на производные от последних антропогенные трансформационно-восстановительные ряды – АТВР [5, 6]. В Крыму вообще и в его Западном Предгорье в частности, в отличие от Сибири, где преобладают однофакторные ФДР [3, 4], очень характерны ФДР комбинированные, отмеченные в предыдущих работах автора [5, 6]. Ввиду сложно-эктонного географического положения Западного Крымского Предгорья [7] здесь наблюдаются весьма сложная факторная ситуация. Давнее и многообразное освоение региона создало в нем и сложную картину АТВР [5, 6]. К основным факторам формирования топогеосистем на изучаемой территории следует отнести: водораздельность, плакорность, притальвеговость, литоморфность, гидроморфность, псамморфность, орографическую инсоляционность, орографическую затененность, субстагнозность, маринность, инверсионную фриоморфность, морскую галоморфность, карстовость, суходольность. Есть и менее значимые факторы. Все эти факторы могут давать самые разнообразные сочетания, в которых могут иметь разную степень выраженности. Длина конкретного проявления конкретного ряда, то есть количество фаций в нем,

также в разных случаях может варьировать. Рассмотрим характерные варианты оролитологической локализации некоторых ФДР.

Водораздельные ФДР связаны с любыми водораздельными поверхностями и в зависимости от их экспозиции, крутизны, литологии, площади по-разному дополняются плакорностью, литоморфностью, инсоляционностью и др. *Плакорные ядра эпифаций и плакорные ФДР* присутствуют: на уплощенных субгоризонтальных или слабонаклонных (обычно до 5°) водораздельных межсухоречных, межбалочных, межлощинных гряд структурных макросклонов известняковых куэст при наличии значительной – не менее 0,5 м – рыхлой элювиальной толщи; на субгоризонтально-водораздельных поверхностях подгорной древнепролювиальной равнины, сложенной таврскими галечниковыми глинами; на водораздельных поверхностях останцов высоких речных террас, делювиально-пролювиальных конусов и шлейфов, положительных мезоформ рельефа в коренных глинах и мергелях междукуэстовых понижений. *Гидроморфные ФДР* связаны с днищами речных долин, сухоречий, балок, лощин, оврагов и других отрицательных эрозионных форм рельефа, то есть с притальвеговыми местоположениями. Но *притальвеговые ФДР* могут и не отличаться выраженной гидроморфностью, например, в днищах висячих балок, оврагов и промоин, расчленяющих аструктурные макросклоны куэст экспозиций южной полусферы. *Инверсионно-фриоморфные ФДР* образуют комплексы с гидроморфными на днищах многих отрицательных форм рельефа. *Водораздельно-литоморфные ФДР* характерны для структурных обнаженных скальных или прикрытых маломощным – до 0,5 м – элювием поверхностей куэст, а также для глыбово-щебнистых положительных поверхностей пролювиально-селевых накоплений. Развитые *инсоляционно-литоморфные ФДР* характерны для крутых аструктурных макросклонов куэст с экспозициями южной полусферы, а их укорочено-смягченные варианты – на склонах положительных и бортах отрицательных мезоформ рельефа тех же экспозиций. *Затененно-литоморфные ФДР* представлены на крутых склонах и бортах мезоформ и небольших макроформ рельефа экспозиций северной полусферы, а *затененно-гидроморфно-литоморфные ФДР* – в расчленяющих эти склоны эрозионных формах мезорельефа. *Гидроморфно-литоморфные ФДР* присутствуют на скальных выходах коренных пород – известняков, песчаников и др. – в руслах и поймах рек, а также возле родников и водопроявлений в местах контактов водовмещающих (известняков) и водупорных (мергелей, глин) пород на аструктурных склонах куэстовых массивов. *Субстагнозные ФДР*, весьма редкие в регионе ввиду крайне незначительных площадей заболочивания, встречаются в замкнутых и полузамкнутых слабо выраженных котловинах на мергелях и глинах в междукуэстовых понижениях и на структурном макросклоне Внешней куэсты, а также в местах развития глинистых приречных оползней, например, на левом борту долины прорыва р. Альмы через Внешнюю куэсту. *Суходольные ФДР* присутствуют на высоких – от II надпойменной и выше – речных террасах, не утративших орографическую связь с долинами. В них могут присутствовать в разной степени выраженные элемен-

ты гидроморфности. С известняковым карстом (воронками, гротами и др.) связаны локальные *карстово-гидроморфно-литоморфные ФДР*. С локальными выходами соленосных майкопских глин [8] в подножье аструктурного склона Внешней куэсты связан *наземно-галоморфный ФДР*. С волно-прибойной зоной связаны *маринно-галоморфно-псамморфные ФДР* на пляжах и *маринно-галоморфно-литоморфные ФДР* на бенчах и клифах. При этом на скальных, преимущественно известняковых, клифах экспозиций южной полусферы они могут дополняться инсоляционностью, а в глинистых клифах Западного берега Крыма – гидроморфностью в местах выходов пресных родников или наличия слабых водопровялений.

Здесь отмечены лишь наиболее распространенные ФДР. Вообще же их картина и комбинации значительно сложнее и разнообразнее. Практически все ФДР осложнены различными АТВР – пастбищными, пашенными, лесохозяйственными, селитебными, горно-индустриальными, рекреационными, водохозяйственными и др. Эпигеомеры региона, то есть классификационные группировки геосистем, обособляющихся по признакам однородности, прежде всего на основе особенностей литологии и рельефа, в соответствии с трактовкой В.Б. Сочавы [2], образуют рангово-иерархическую структуру. Основанием или своеобразным «подножеством» ее являются эпифации [2]. Последние же на изучаемой территории в условиях сложного переплетения и взаимодействия разнообразных природных и антропогенных факторов и процессов очень динамичны и объективно являются многоранговыми – автором выявлено до 4 рангов [5, 6]. В принципе любая фация, любое ее состояние могут быть центром эпифации определенного ранга.

Вывод. Итак, картина эпифаций, ФДР и АТВР в Западном Крымском Предгорье очень сложна и разнообразна, в первую очередь в связи с особенностями оролитогенной основы геосистем. Это необходимо учитывать и в организации природопользования, и в охране природы, и в изучении генезиса и взаимосвязей различных геосистем и их состояний.

Литература

1. Солнцев Н.А. Учение о ландшафте. Избранные труды. М.: Издательство Московского Государственного университета им. М.В. Ломоносова, 2001. 384 с.
2. Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука. СО, 1978. 320 с.
3. Крауклис А.А. Факторально-динамические ряды таежных геосистем и принципы их построения // Доклады Института Географии Сибири и Дальнего Востока. Иркутск: СО АН СССР, 1969. Вып. 22. С. 15-25.
4. Крауклис А.А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения. Новосибирск: Наука, СО, 1979. 232 с.
5. Панин А. Динамика некоторых геосистем Западного Крымского Предгорья // Географічна наука і практика: Виклики епохи. Матеріали Міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-річчю географії у Львівському університеті (м. Львів, 16-18 травня 2013 р.). Львів: Видавничий центр Львівського Національного університету ім. Івана Франка, 2013. Т. 2. С. 87-89.

5. Панін А.Г. Багаторанговість епіфацій та динамічні тенденції деяких геосистем на прикладі Західного Кримського Передгір'я// Фізична географія та геоморфологія. Київ: Обрії, 2013. Вип. 3(71). С. 20-24.

6. Панин А.Г. Взаимодействие природных компонентов и его роль в формировании ландшафтов на примере Западного Крымского Предгорья// Ученые записки Таврического Национального университета им. В.И. Вернадского. Симферополь: ТНУ, 2012. Т. 25(64). №2. География. С. 81-99.

7. Геология СССР / Гл. ред. А.В. Сидоренко. Т.8. Крым. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 576 с.

ПАЛЕОРЕКИ И КАНЬОНЫ КРЫМСКОГО СЕКТОРА ЧЕРНОГО МОРЯ

Пасынков А.А., Пасынкова Л.А.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, anatoly.pasynkov@yandex.ua

PALEORIVERS AND CANYONS OF THE CRIMEAN SECTOR OF THE BLACK SEA

Pasynkov A.A., Pasynkova L.A.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia,
anatoly.pasynkov@yandex.ua

Широкое и комплексное освоение морского дна Азово-Черноморского бассейна, получившее в последнее время особое экономическое и политическое значение, проложение нефте-и газопроводов, линий оптико-волоконной связи, освоение месторождений углеводородов и других видов минерального сырья требует точных знаний о геолого-геоморфологических особенностях региона.

Наличие палеорек на шельфе Чёрного моря в раннечетвертичное (чаудинское) время предполагалось еще Н.И. Андрусовым, который проводил линию морского бассейна по 200-метровой изобате [1]. Дальнейшее углубленное изучение рельефа морского дна привело к открытию широко разветвленной погребенной палеоречной сети на шельфе и долинно-каньонной сети на континентальном склоне [2-5].

С появлением цифровых эхолотов, GPS, современной сейсмоакустической и гидроакустической аппаратуры качество палеореконструкций значительно возросло. Эти обстоятельства дали возможность провести целевые исследования по созданию современных карт палеоречной и долинно-каньонной сети Черного моря.

В основу выполненных работ положены результаты многолетних морских геолого-геофизических работ, эхолотных, гидроакустических и сейсмоакустических исследований; данные донного и водного пробоотбора. Этот фактический материал был получен в рейсах НИС: «Академик Вернадский», «Михаил Ломоносов», «Киев», «Профессор Водяницкий», «Владимир Паршин» и др.

В результате проведения исследований на прикрымском шельфе и континентальном склоне составлены современная «Карта палеоречных долин и каньонов континентального склона северо-запада Черного моря м-ба 1: 500 000» [6], а также карта рельефа Черного и Азовского морей [7] (рис. 1).



Рис.1 Карта рельефа дна Черного и Азовского морей м-ба 1:1250000 [7]

Палеодолины на шельфе Чёрного моря характерны не только для чаудинского и постчаудинского времени. Указанным временным отметкам соответствуют периоды высокого уровня Мирового океана и Черного моря, следы которого зафиксированы в «приподнятых береговых террасах». Такие террасы чаудинского, древиеэвксинского, узунлар-карангатского и новочерноморского возрастов установлены и на Керченском п-ове на абсолютных отметках от + 80-90 м для чаудинского времени до + 4 м (Таманский п-ов) и для новочерноморской террасы (Керченский п-ов).

Морфоструктуры шельфа и прилегающего континентального склона неразрывно связаны с тектоническими структурами Крыма и геологическим строением его осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических образований. У подножия континентального склона слившиеся воедино протяженные конуса

выноса турбидитов образуют неровно-холмистый рельеф поверхности, плавно переходящий в субабиссальную равнину глубоководного ложа. Для этого района характерно широкое развитие полей газовых факелов, газонасыщенных илов и газогидратов.

В строении Крымско-Южнобережной области шельфа нашли свое отражение разнопорядковые морфоструктуры, обусловленные динамичным развитием основных тектонических элементов мегаантиклинали Горного Крыма, генетически связанных с новейшей активизацией разновозрастных складчатых сооружений, образующих его гетерогенное многоэтажное доальпийское основание.

В береговой зоне есть неровности дна, сформировавшиеся реками при более низком положении моря и не компенсированные до настоящего времени осадками. Полоса шельфа осложнена подводно-эрозионными понижениями - верховьями каньонов континентального склона, по которым происходит сток терригенного материала в глубоководную часть котловины.

В пределах Южнобережно – Крымского морфоструктурного района континентального склона по современным данным выделена 21 долинно-каньонная система (рис.2) [4].

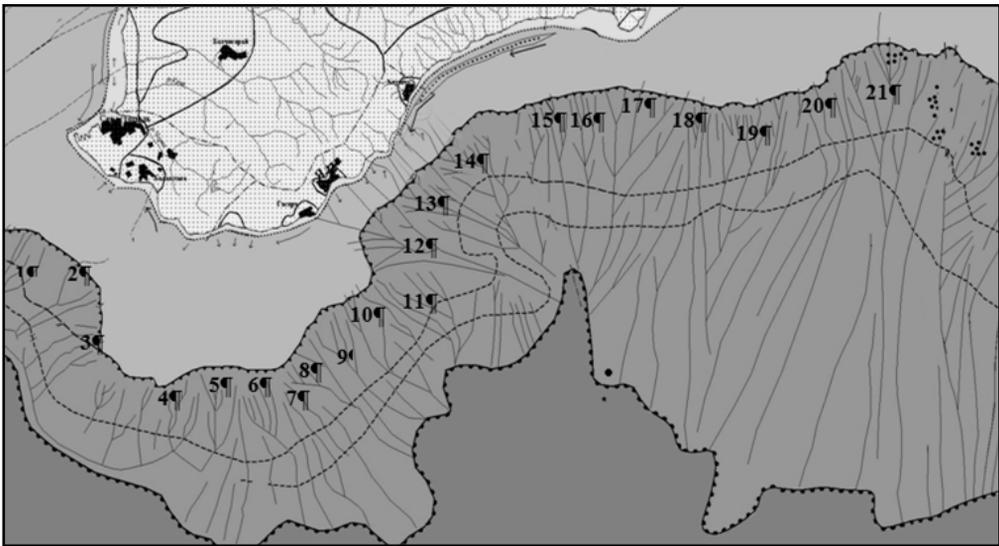


Рис. 2. Долинно-каньонная сеть континентального склона Южнобережно-Крымского района: 1.Балаклавская, 2.Батилиманская, 3.Ласпинская, 4.Сарычская, 5.Форосская, 6.Меласская, 7.Кастропольская, 8.Понизовская, 9.Лименская, 10.Симеизская, 11.Алупкинская, 12.Ай-Тодор – Ялтинская, 13.Аю-Дагская (Ай-Даниль - Партеитская), 14.Алуштинская, 15.Туакская, 16.Кутлакская, 17.Судакская, 18.Коктебельская, 19.Ильинская, 20.Феодосийская, 21.Чаудинская. [4].

Основанием объединения отдельных каньонов в единые системы служат следующие критерии: местоположение и локализация каньонов, одноплано-

вость простираения тальвегов, predeterminedная общностью геологических и структурно-тектонических условий формирования и развитие специфических морфоскульптур.

Непрерывным сейсмоакустическим профилированием по профилям субпараллельным бровке континентального склона в центральной части склона установлено, что поверхность склона в значительной степени расчленено и представляет собой чередование подводных блоковых выступов (хребтов) с подводными долинами, нередко ограниченными секущими разрывными нарушениями, в центральных частях которых расположены V - и U – образные тальвеги каньонов.

По данным сеймопрофилеирования продольные профили долин осложнены поперечными уступами, образованными мелкоамплитудными сбросами. В местах сочленения разнонаправленных тектонических нарушений наблюдается резкое увеличение глубин заложения и крутизны стенок каньонов. Срезание и денудация первичных форм рельефа, как плоскостная, так и линейно-боковая, осуществляется за счет абрадирующего действия мутьевых потоков. Протяженность каньонов достигает 45 км, достигая изобаты 2000 м (рис.3).

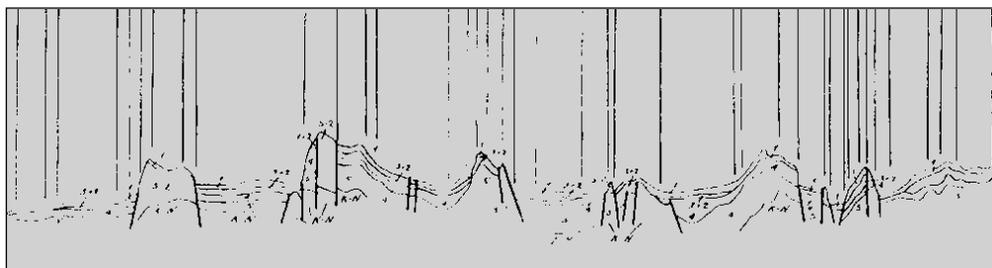


Рис.3 Блоковое строение подножия континентального склона

Наиболее крупные тектонические структуры суши (Западный и Восточно-Крымский синклиналии) простираются в области шельфа и континентального склона и разделяются зонами долгоживущих сейсмоактивных разломов. Как на суше, так и в пределах шельфа и континентального склона активно действуют процессы эрозии, денудации и оползнеобразования.

Полоса шельфа, прилегающая к западному и южному берегу Крыма соответствует морской аккумулятивной равнине с погребенными речными долинами. В области внутреннего шельфа развиты подводно-эрозионные понижения - верховья каньонов континентального склона, по которым происходит сток терригенного материала в глубоководную часть котловины.

На шельфе и континентальном склоне, примыкающим к южному берегу Крыма, выявлена 21 долинно-каньонная система; «водораздельные пространства» между каньонами представлены узкими ветвистыми подводными хребтами.

Литература

1. Андрусов Н.И. Палеогеографические карты Черноморской области в верхнемиоценовую, понтийскую и чаудинскую эпохи и в эпоху Эвксинского озера // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1926. 294-332
2. Мельник В.И. Подводные каньоны Черного моря // Геологический журнал. Киев: Наук. думка, №6, 1986. С. 72-79
3. Геология Черного моря (по результатам геологических и геофизических исследований 5-го рейса НИС «Киев») / [Е.Ф. Шнюков, О.А. Щипцов, В.И., Старостенко и др.]; под ред. Е.Ф. Шнюкова. К.: ОМГОР ННПМ НАН Украины, 1997. 188 с.
4. Пасынков А.А. Морфоструктурное районирование Азово-Черноморского бассейна и перспективы освоения региона: автореф. дисс. на соискание ученой степени доктора геол.- мин. наук: «04.00.01 – геология океанов и морей». Киев, 2013. 16 с.
5. Пасынкова Л.А. Каньоны континентального склона Черного моря. Тезисы международной конференции «В.И. Вернадский и глобальные проблемы современной цивилизации». ТНУ, Симферополь: 2013. С. 5-7.
6. Шнюков Е.Ф. Геологическая история развития речной сети на северо-западном шельфе Черного моря / Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А. // Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев, 1999. 180. 184 с.
7. Карта рельефа дна Черного и Азовского морей м-ба 1:1250000 / Багров Н.В., Шнюков Е.Ф., Маслаков Н.А., Шнюкова Е.Е., Пасынков А.А., Глушенко И.В., Карпенко С.А., Вахрушев Б.А. Симферополь: ГНУ «Отделение морской геологии и осадочного рудообразования» НАН Украины, Таврический национальный университет МОН Украины, НИЦ «Технологии устойчивого развития» ТНУ. 2012. 1 с.

ГЛИНЯНЫЕ СТАЛАГМИТЫ В ПЕЩЕРАХ КРЫМА

Самохин Г.В.

Таврическая академия Крымского федерального университета
имени В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, gen-samokhin@yandex.ru

MUD STALAGMITES IN CAVES OF THE CRIMEA

Samokhin G.V.

Taurida Academy of the V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol,
Russia, gen-samokhin@yandex.ru

В карстовых пещерах Мира среди множества вторичных образований (speleothem) широко представлены разнообразные сталактиты и сталагмиты. Сталагмиты имеют неоднородную морфологию, различаются по условиям образования и минеральному составу [1-4]. К наиболее редким относятся глиняные, глиняно-песчаные, карбонатно-глиняно-песчаные сталагмитоподобные формы.

В настоящей работе в понятие «глиняный сталагмит» мы объединяем все сталагмитоподобные глиняные формы различного генезиса и морфологии. Одно из первых упоминаний о глиняных сталагмитах имеется в работе Мэлоута и Шрока [5]. Авторами выдвигается предположение о натечном генезисе сталагмитов. Описывается механизм формирования прямых и грибообразных полигенетических глиняно-карбонатных сталагмитов.

По происхождению глиняные сталагмитоподобные образования объединим в следующие генетические группы.

Аккумулятивные формы, образованные осаждением глинистых минералов из полужидких водно-глиняных потоков [6-9].

Эрозионно-аккумулятивные формы - "conulite" Образованы водно-глиняными потоками, с последующей кальцификацией глиняных сталагмитов. Кальцитовое покрытие впоследствии подвергается эрозии и образуются свободно стоящие глиняные формы [10].

Полигенетические глиняно-карбонатные формы (Деменовская пещера, Словакия). Кальцитовый сталагмит выступает центром притяжения глинистых частиц при многократном изменении водного режима полости. Кальцитовый скелет «обрастает» глиняным чехлом. Иногда происходит совместный рост полого кальцитового сталагмита и заполнение его глинистым материалом [5, 11].

Денудационные формы. Ведущим является капельно-эрозионный механизм образования. Важным условием является наличие бронирующих элементов на поверхности первоначального глиняного основания, пещеры Мчишта (Западный Кавказ), Мамут-Чокрак (Байдарская долина, Крым), Крестовая, Подземное озеро (Долгоруковская яйла, Крым) и др.

Биогенный генезис. Цианобактерии создают конусовидные колонии, по форме напоминающие сталагмиты, пещера Чарльз Бреве, Венесуэла [12].

Территория распространения сталагмитоподобных форм достаточно обширна [3, 9-19]. Однако подобные образования в пещерах Крыма остались практически не изучены. В Крыму глиняные сталагмитоподобные формы исследованы нами в пещерах Черная, Мамут-Чокрак (Байдарская долина), Красная, Крестовая, Восточный поток, Подземное озеро (Долгоруковская яйла), имени Г.С. Пантюхина (Чатыр-Даг).

Показательным примером служат глиняные сталагмиты расположенные в зале имени В.Н. Дублянского. Зал имеет площадь 1650 м.кв. и разность высот с северо-запада на юго-восток около 30 метров. Стены зала богато украшены водно-хемогенными отложениями. Пол зала покрыт глинистыми остаточными и водно-механическими отложениями. Мощность глинистого слоя достигает 0,6-0,7 метра. В западной части зала расположен крупный восходящий колодец (диаметром 8 метров и высотой более 45 метров). Под колодцем, на дне покрытым 30 сантиметровым слоем плотной глины расположена площадка с глиняными сталагмитами (рис. 1). Сталагмиты компактно размещены на площади около 15 м.кв. В основном они имеют вид усеченного конуса. Вершина конуса диаметром 0,5-2 см, основание 3-7 см. Стены имеют бороздчатое строение. Со-

отношение основания к высоте 1/4-1/5. Помимо конусообразных форм встречаются стеноподобные образования.

Большинство сталагмитов имеют одинаковую высоту – 17-20 см. Единый морфологический уровень свидетельствует об изначальном положении глиняного слоя в зале. Большая часть вершинных поверхностей конусов бронированы небольшими обломками известняка или гальки. Стеноподобные сталагмиты формируются над обломками трубчатых сталагмитов (рис 1). Рядом с одноуровневыми сталагмитами с усеченной вершиной, располагаются островершинные конусообразные сталагмиты значительно меньшего размера (рис. 1). Диаметр основания 1-2 см, высота 3-7 см. Отношение диаметра основания к высоте 1/2-1/3. В непосредственной близости, у основания сталагмитов отмечены отдельные кварцевые гальки и обломки известняка. Это объясняется тем, что вследствие капельно-эрозионного воздействия происходит постепенное отступление стенок сталагмита.



Рис.1. Глиняные сталагмиты. Зал Дублянского. Пещера Красная. Фото Шелепин А.Л.

При достижении критического соотношения диаметра основания и высоты, происходит обрушение бронирующего элемента.

Генетически, данные образования принадлежат к сталагмитоподобным формам капельно-эрозионного происхождения. Значительная высота колодца (более 45 метров), расположенного над площадкой с глиняными сталагмитами, обеспечивает высокую энергию капель воды срывающихся со свода, что позволяет генерировать подобные капельно - эрозионные формы. Нижняя часть опи-

сываемой площадки испытала повторное затопление подземным потоком с последующим осаждением глинистых частиц. В результате видны отдельно стоящие сталагмиты, возвышающиеся над ровным основанием.

На площадке помимо отдельно стоящих сталагмитоподобных форм располагаются сталагмиты «вложенные» в воронкообразные углубления. Аналогичные образования описаны в пещере Винцент, Франция – «пальцы фей» [16]. Эти образования являются первыми звеньями в генетическом ряду глиняных капельно-эрозионных форм.

Конические бронированные эрозионные сталагмиты являются аналогом широко известных поверхностных земляных пирамид описанных в научно-геологической литературе [20-22].

Второй тип глиняных сталагмитов и небольших гуров расположен на нижнем ярусе зала им. Дублянского В.Н. под глыбовым завалом. Высота этих форм достигает 0,5-1 см. Над ними иногда зеркально расположены глиняные сталактиты в виде небольших капель. Данный тип спелеотем имеет аккумулятивный натечный генезис. Вода, просачиваясь сквозь глыбовый завал, влечет за собой глинистые частицы и переотлагает их в нижерасположенных участках пещеры.

Таким образом, описанное месторасположение глиняных сталагмитов в зале Дублянского имеет две генетические группы этих интересных и редко встречающихся образований: 1) денудационные капельно-эрозионные и 2) аккумулятивные натечные.

Нерешенным остается возраст глиняных сталагмитов. При его определении необходимо учитывать ряд факторов: 1) формирование глиняного основания, то есть – время накопления остаточных и водно-механических глинистых отложений; 2) интенсивность и частота капельно-эрозионного воздействия на глиняное основание.

Глиняные сталагмиты являются достаточно эфемерными образованиями. Их исследование в пещерах Крыма для выяснения распространения механизма образования и возраста необходимо продолжить. Несомненно, описанные глиняные сталагмиты и другие глинистые формы подземного спелеоморфогенеза имеют более широкое распространение в пещерах Крыма.

Литература

1. Field, M.S. A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology U.S. Environmental Protection Agency Report EPA/600/R-02/003 (Supersedes 1999 edition). U.S. Environmental Protection Agency, Washington DC, 2002. 194 p
2. Hill C.A., Forti P. Cave minerals of the world (2nd ed.): National Speleological Society, Huntsville, Alabama, 1997. P. 463.
3. Hill C.A., Forti P., Cave minerals of the world. Huntsville, 1986. P. 376.
4. Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология карста. М.: Наука, 1991. 274 с.
5. Malott C.A., and Shrock R.R. Mud stalagmites. // American Journal of Science, 5th series, v. 25, n. 145, 1933. P. 55-60.

6. Валуйский С. В., Лобанов Ю. Е. Глиняные образования и лунное молоко пещеры Геологов-2 // Пещеры. Межвуз. сб. науч. тр. Пермь, 1981. с.77-80.
7. Зарницын Ю. А., Родионов В. В., Суптель А. П., Валуйский С. В. Пещера Геологов-II // Карст Нечерноземья. тез. докл. Всесоюз. науч.-техн. совещ. Пермь, 1980. С. 134-135
8. Лобанов Ю. Е., Голубев С. И. Необычные образования из глины в пещере Сумган-Кутук // Пещеры, Перм. ун-т, 1970, вып. 8-9. С.21-22
9. Deal D.E. Mud stalagmites in Jewel Cave, South Dakota // National Speleological Society Bulletin, v. 28, no. 2, 1966. P. 106-107
10. Taylor M.R., Ronal C. K. Caves: Exploring Hidden Realms. National Geographic, 2001. P. 224
11. Bella P. Sedimentárne štruktúry a geomorfologické formy v jaskyniach vytvorenéna jemných klastických sedimentoch // Aragonit 14, 2009. P. 1, 3–11.
12. Aubrecht R., Lánczos T., Šmída B., Brewer-Carías C., Mayoral F., Schlögl J., Audy M., Vlček L., Kovacik L., Gregor M. Venezuelan sandstone caves: a new view on their genesis, hydrogeology and speleothems // Geologia Croatica 61/2–3. Zagreb, 2008. P. 345–362.
13. Андейчук В. Пещера Золушка. Сосновец-Симферополь, 2007. 406 с.
14. Гончарук М.В. Пещера Каменная роза // Карстовый бюллетень №4(8). Красноярская исследовательская группа экологии карста «Мори». Красноярск, 2008. С. 3-19.
15. Evaluation scientifique et patrimoniale de l’aven Noir – Aveyron // Speleoscope 28. Federation Francaice de Speleologie, 2008. P. 7-25.
16. Locatelli R. Gouffre Vincent (Dortan, 01) // Echo des Vulcains, № 61, 2003. P.28-31.
17. Marbash A., Dobrilla J.-C. Le Puits Francis (Crand Som), Isere // Spelunka, t. 9, № 1, 1969. P. 30-34.
18. Peck S. B. Mud Stalagmites and the Conulite // National Speleological Society Bulletin Volume 38, Number 3, 1976. P. 69-70.
19. Thayer, C. W. Mud Stalagmites and the Conulite // Bulletin of the National Speleological Society, Volume 29, Number 3, 1967. P. 91-95.
20. Большая советская энциклопедия. Москва: Советская энциклопедия. 1969—1978.
21. Дзенс-Литовский А. Земляные пирамиды с шапками стелящейся арчи // Природа №8, 1940. С 69.
22. Шукин Н.С. Общая геоморфология, т. 1. М., 1960. С. 552-553.

**ПОЛЕВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ФОРМИРОВАНИЯ
СУБАКВАЛЬНЫХ ВОДНО-ХЕМОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В ПЕЩЕРЕ КРАСНАЯ, КРЫМ**

Самохин Г.В., Шарко Е.Ю.

Таврическая академия Крымского федерального университета
им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, gen-samokhin@yandex.ru

**FIELD RESEARCHES OF SUBAQUATIC WATER-CHEMOGENIC
DEPOSITS FORMATION IN THE RED CAVE, CRIMEA**

Samokhin G. V., Sharko E. Yu

Taurian Academy of the V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol,
Russia, gen-samokhin@yandex.ru

Исследование процессов формирования вторичных водно-хемогенных образований в пещерах имеет одну из ключевых ролей в понимании процессов карстового геоморфогенеза.

Изучению вторичных водно-хемогенных образований посвящена обширная литература [1-13].

Водные хемогенные отложения пещер Крыма представлены субтерральными (натечными) и субаквальными (кальцитовыми) отложениями [8].

Субаквальные отложения представлены пленками, оолитами, налетами, примазками, корочками, пизолитами, конкрециями, плотинами озер, гурами и др.

Гурообразование обусловлено комплексным гидромеханотермодинамическим геохимическим барьером. Химический состав налетов, корочек, примазок на стенах карстовых полостей, в зоне периодического затопления паводковыми водами, значительно отличается от состава вмещающих известняков. На основе анализа полученных данных, В.Н.Дублянский предположил [5], что высокой концентрации аксессуарных элементов способствует жизнедеятельность бактериальной микрофлоры, развивающейся на стенках карстовых полостей близ раздела воздух-вода. Их развитию благоприятствует сравнительно холодная вода карстовых полостей (6—11° С) и поступление значительного количества органических веществ с паводковыми водами [14]. Данное предположение исследовалось, наряду с другими задачами, в поставленном нами эксперименте.

Отложения известковых туфов на поверхности, формирующиеся у комплексного биомеханотермодинамического барьера [15,16], имеют химический состав, средний между составом вмещающих известняков и натечных отложений. В известковых туфах отмечено повышенное содержание окислов железа, кремния и фосфора, что вполне соотнобразуется с условиями их образования [16].

При пространственном и временном совпадении условий, влияющих на образование туфов, могут возникать физико-химические барьеры, результатом которых является выпадение из раствора (водного потока) карбоната кальция с образованием соответствующих генетических форм рельефа. При определении седиментационной способности карстовых вод применима ... «третья и четвертая геохимическая ситуация имеющая геолого-геоморфологическое выражение в карбонатном карсте» [18].

Классическим полигоном подземных карстологических исследований является пещера Красная (Долгоруковская яйла, Крым) [19, 20, 21].

Кафедрой землеведения и геоморфологии ТНУ имени В.И. Вернадского был поставлен полевой эксперимент с целью выявления факторов, влияющих на темпы роста и структуры современных туфов вне пещеры и условий седиментации и коррозии в турбулентном потоке подземной реки. Организовано восемь стационарных пунктов наблюдения в ближней части Красной пещеры и на туфовой площадке вне пещеры (рис. 1).

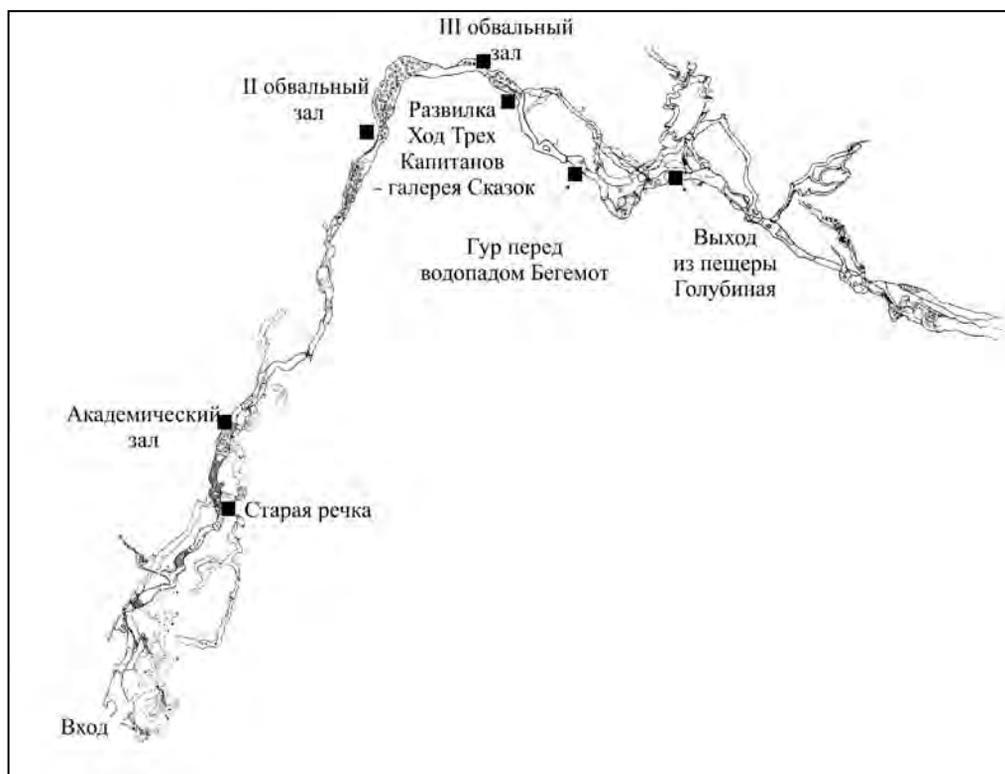


Рис 1. План-схема размещения таблеток в пещере Красная

В каждой точке размещались две таблетки – из меди и из известняка. Медные таблетки, используются для предотвращения осаждения микроорганизмов,

а известняковые моделируют естественную породу. Таблетки имеют вид прямоугольных пластин 1,5х2,5 см толщиной 5 мм.

При выборе точек установки экспериментальных площадок учитывались особенности гидродинамического режима - возле водопада, на подводном ребре гуровой плотины, на дне озера и среди водно-механических отложений. Критерием для оценки растворения-аккумуляции принято определение изменения массы таблеток. В исследовании применен метод анализа изменения массы образцов. Для нахождения величины прироста карбонатов каждую таблетку взвешивали перед установкой и после ее удаления, предварительно просушив ее. Измерение массы проводилось в лаборатории кафедры общей химии Таврического национального университета имени В.И.Вернадского. Точность измерения 0,0001 гр. Авторы выражают особую благодарность, за оказанную помощь кандидату химических наук К.В. Работягову. Параллельно проводится анализ минерализации и температуры воды, зависящей от расхода потока. Темпы роста туфа, с одной стороны, напрямую связаны с концентрацией карбоната кальция в воде, с другой стороны, - вещественным составом поверхности оседания. Важным результатом стало определение влияния на скорость осаждения известкового субстрата. На медных таблетках в пещере процесс осаждения карбонатов практически не происходил. А вне пещеры на известняковых таблетках осаждение карбонатов происходит значительно быстрее, чем на медных. Этот результат подтверждает влияние микроорганизмов на эффективность роста туфа [23, 24].

В устойчивую межень, насыщение карбонатом кальция подземных вод достигло максимума. С приближением весеннего периода, поступление талой агрессивной воды и с увеличением расхода, начинался обратный процесс – растворение таблеток. В летний период также происходил процесс растворения. При этом в целом за год на всех участках происходит увеличение массы таблеток. Прослеживается четкая взаимосвязь между повышенной минерализацией водотока и количеством осажденного карбоната кальция (рис. 2).

Процессы седиментации и коррозии в различных гидродинамических условиях дают основание сделать предварительные выводы о динамическом равновесии воды Краснопещерной реки.

По нашим данным минерализация карстовых вод в пещере Красная убывает вниз по потоку, а температура повышается к от дальних частей пещеры к выходу из пещеры.

Таким образом, по результатам серии замеров максимальная минерализации наблюдается в самой дальней от входа точке измерения - пятом сифоне – 0,2161 г/л, и минимальная при выходе из пещеры – 0,19625 г/л. Уменьшение минерализации воды вниз по потоку имеет не строгую линейную зависимость. Отклонения в большую или меньшую сторону зависят в первую очередь от наличия притоков. Значение минерализации и температуры воды во всех притоках отличается от аналогичных показателей в основном русле на 3-8%. Причем температура всегда выше в притоках, а минерализация может быть как выше, так и ни-

же чем в основном русле. Температура воды увеличивается вниз по течению. Максимальная средняя температура $9,75^{\circ}\text{C}$ на входе в пещеру, минимальная средняя температура $9,1^{\circ}\text{C}$ в пятом сифоне. Минерализация и температура колеблются в различные сезоны года в пределах 10 %, что зависит от скорости и объема подземных вод. То есть от динамики поступления поверхностных и конденсационных вод.

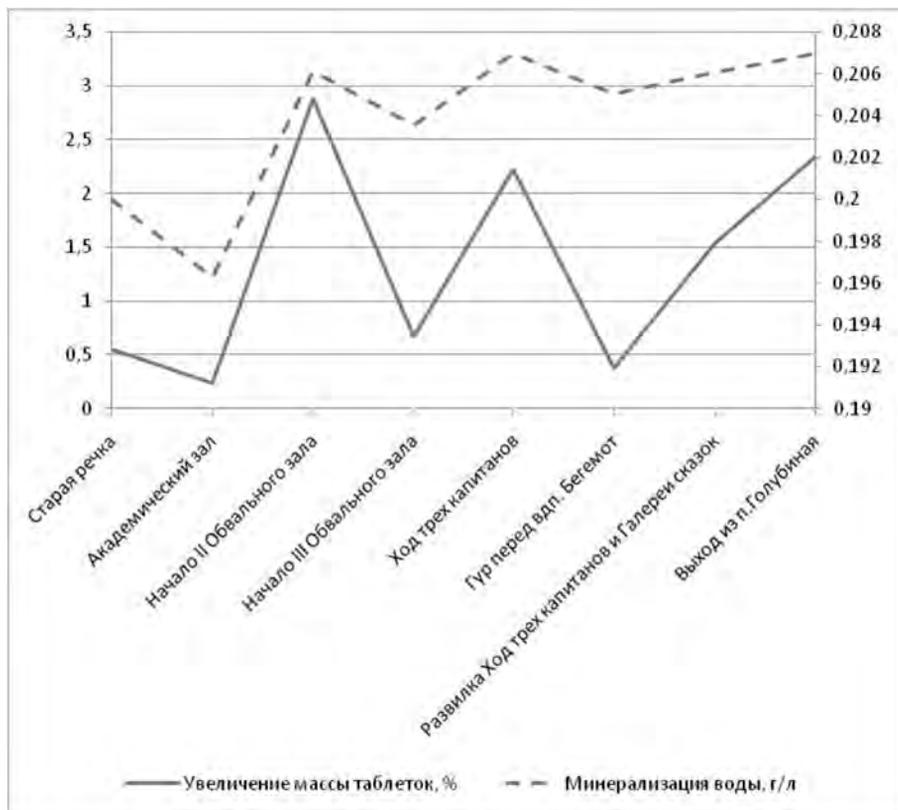


Рис. 2. Зависимость прироста массы известняковых таблеток от минерализации воды по профилю пещеры Красная, по данным 2012-2013 гг.

В результате эксперимента установлено, что в целом за год на всех исследуемых участках пещеры происходит увеличение массы таблеток. Прослеживается четкая взаимосвязь между повышенной минерализацией водотока и количеством осажденного карбоната кальция. Увеличение прироста массы за год колеблется в пределах 0,24-2,88 %.

Так как вода на выходе из пещеры в максимальной степени деминерализована, отложение туфов вне пещеры практически не происходит. Образование же самой крупной туфовой площадки Крыма, расположенной возле пещеры Крас-

ная, происходило в четвертичный период, при других термобарохимических барьерах.

Литература

1. Дублянский В.Н. Состав водных хемогенных и механических отложений карстовых полостей Горного Крыма // Пещеры. Пермь: ПГУ, 1977. Вып. 14-15. С. 32-37.
2. Дублянский В.Н., Задорожная Л.П. Кальцитовые оолиты и пизолиты из карстовых полостей Украины // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1970. Кн. 8. С. 54-60.
3. Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Ритмичность в образовании и заполнении карстовых полостей Горного Крыма // Изв. ВГО, 1978. № 1. С. 34-42.
4. Дублянский В.Н., Полканов Ю.А. Отложения карстовых полостей Крыма // Минералогия осадочных образований, 1974. № 1. С. 83-98.
5. Дублянский В.Н., Полканов Ю.А. Состав водных хемогенных и механических отложений карстовых полостей Горного Крыма // Пещеры. Пермь, 1974. Вып. 14-15. С. 32-38.
6. Задорожная Л.П., Супрычев В.А. Гипергенный карбонат-апатит (подолит) из заполнителя карстовых полостей верхнеюрских известняков Горного Крыма // ДАН СССР, 1971. Т. 199, № 5. С. 1142-1145.
7. Максимович Г.А. Гуры // Пещеры, вып. 10—11, Пермь, 1971. стр. 48
8. Максимович Г.А. Основы карстведения, т. 1. Пермь, 1963.
9. Попов С.П. Минералогия Крыма. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 336 с.
10. Проблемы изучения карстовых полостей гор южных областей СССР. Ташкент: ФАН, 1983. 193 с.
11. Степанов В.И. К минералогии пещер // Пещеры. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1999. С. 63-71.
12. Чернышев Н.И., Соболев Н.Л. Ритмотекстурный анализ натечных образований // Пещеры. Пермь, 1978. № 7. С.14-17.
13. Hill C., Forti P. Cave minerals of the World. Sec. ed., Huntsville, Alabama, U.S.A., 1997. 462 p.
14. Овчинников А.М. Гидрогеохимия. Изд-во, «Недра», М, 1970.,
15. Дублянский В.Н. Генезис и гидрогеологическое значение карстовых полостей Украины. Автореф. дисс.... докт. геол.-мин. наук.- Пермь, 1971. 43 с.
16. Четвертичные известковые туфы Горного Крыма / [Дублянский В. Н., Баженова Л. Д., Башкин А. И., Тесленко Ю. В.]; К, 1982. 33 с. (Препринт ИГН АН УССР 82-3).
17. Дублянский В.Н. Кальцитовые натечные плотины (гуры) карстовых полостей Горного Крыма // Пещеры. Пермь, 1971. Вып. 10-11. С. 57-65.
18. Дублянский В.Н. Известковые туфы карстовых источников Горного Крыма // Вопросы изучения и использования известковых туфов. Пермь, 1973. С. 17-18.
19. Вахрушев Б.А. Роль гидрохимических превращений в карстовом геоморфогенезе // Спелеология и карстология., № 4. Симферополь. 2010. С. 33-43.
20. Красная пещера. Опыт комплексных карстологических исследований / [Дублянский В.Н., Вахрушев Б.А., Амеличев Г.Н., Шутов Ю.И.]. Москва: РУДН, 2002. 170 с.
21. Самохин Г.В. Новейшие карстолого-спелеологические исследования массива Долгоруковская яйла // Ученые записки ТНУ м. В.И. Вернадского; сер. География. Том 23 (62). 2010а. № 1. С.69-77.

22. Самохин Г.В. Спелеологические исследования Долгоруковского массива (Крым) // Свет, 2010б. №36, С. 32-35.

23. Самохин Г.В. Известковые туфы Долгоруковского карстового массива в Крыму // Ученые записки ТНУ м. В.И. Вернадского; сер. География. Том 27 (66). 2013. № 1. С.60-79.

24. Pentecost, A. Travertine, Dordrecht, Netherlands: Kluwer Academic Publishers Group. 2005. 446 p.

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИМИ ОСОБЕННОСТЯМИ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ КРЫМА И ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЕМ В ЕЕ ПРЕДЕЛАХ

Санин А.Ю.

Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова, Москва,
Россия, eather86@mail.ru

THE RELATIONSHIP BETWEEN THE GEOMORPHOLOGIC FEATURES OF THE COASTAL AREAS OF THE CRIMEA AND LAND-USE WITHIN IT

Sanin A. Yu.

Zubov State Oceanographic Institute, Moscow, Russia, eather86@mail.ru

Структура природопользования Крымского полуострова в целом и его прибрежных систем в частности во многом определяется геоморфологическими особенностями территории, наряду с прочими ее физико-географическими свойствами: климатом, природными зонами и т.д.

Берега Крыма (как и любой другой приморской территории) можно представить как совокупность береговых морфосистем. Под береговыми морфосистемами (в дальнейшем – БМС) понимают «комплексы форм рельефа абразионного, денудационного и аккумулятивного происхождения, созданные совокупным действием флювиальных, склоновых, эоловых и биогенных, техногенных и береговых процессов. Это такой участок береговой зоны, который образует единое морфолитодинамическое целое с прилегающей к нему частью приморья (или прибрежья) и взморья, с которыми он в ходе рельефообразования обменивается потоками вещества и энергии». К береговым морфосистемам относятся и водосборные бассейны рек от 1-го до 4-го порядков включительно, что было доказано эмпирически [1]. Так как на территории Крымского полуострова лишь немногие реки (Салгир, Кача, Бельбек и т.д.) имеют более высокий порядок, то береговые морфосистемы занимают значительную территорию региона, особенно на Керченском и Тарханкутском полуостровах.

Каждая БМС обладает своей динамикой, которая определяет ее рельеф, который, в свою очередь, во многом определяет природопользование в пределах БМС. Так, распашка полей возможна только лишь для склонов определенной крутизны, следовательно, практически не имеет место на Южном берегу Крыма с его гористым и горным рельефом. Последний в свое время воспрепятствовал строительству железной дороги между Ялтой и Севастополем. В большинстве случаев рекреация также находится в сильной зависимости от рельефа. На полуострове преобладает купально-пляжная рекреация, которая, что очевидно, невозможна без пляжей.

Существуют различные подходы к типизации береговых морфосистем, согласно одному из которых по характеру преобладающего рельефа они подразделяются на горные, предгорные и равнинные. В каждом выделенном типе природопользование в значительной мере отличается друг от друга (предгорные здесь занимают промежуточное положение и по рельефу, и по преобладающему в их пределах природопользованию), следовательно, отличается и его воздействие на природу. Следовательно, рекомендации по оптимизации природопользования тоже будут для разных систем различаться. Степень воздействия различных видов природопользования на природу в пределах береговых морфосистем показано на рисунке 1. Особое внимание не обходимо уделять территориям, занятых теми типами и видами природопользования, которые оказывают наибольшее воздействие, тем самым обостряя отношения между человеком и природой, что может привести к непредсказуемым последствиям для обоих.

Большая часть видов природопользования, оказывающих сильное воздействие, возможны только на равнинной поверхности; все крупные города полуострова (за исключением Ялты, которая, впрочем, занимает лишь 5 место по численности населения после Симферополя, Севастополя, Керчи и Евпатории. Лишь организованная рекреация приурочена в значительной мере к Горному Южному Крыму, что объясняется его высоким (наиболее высоким в Крыму) рекреационным потенциалом. Во многих случаях формы рельефа являются важными для рекреационного потенциала полуострова достопримечательностями, привлекающими туристов. К таким можно отнести Большой каньон Крыма, водопады, карстовые пещеры; первый и вторые расположены в пределах береговых морфосистем, то есть также ощущают воздействие моря.

Функционирование морских портов является одним из немногих видов природопользования, которое определяется рельефом не суши, а подводного берегового склона, равно как и конфигурацией береговой линии.

Селитебное природопользование, которое оказывает среднее воздействие, распространено как в горной, так и в равнинной части прибрежной зоны.

Если рассмотреть узкую прибрежную полосу, шириной первые сотни метров, то в пределах горного, Южного Крыма она освоена человеком несколько сильнее, чем в пределах Равнинного, особенно его Северо-западной и Северо-восточной частей, несмотря на сложности, связанные с гористым и горным характером рельефа, что связано как с историей хозяйственного освоения Крыма,

так и с привлекательностью Южнобережья для селитебного и рекреационного природопользования. Они и преобладают в структуре природопользования Крымского полуострова, и тесно связано между собой, особенно за счет наличия так называемых неорганизованных туристов, которые предпочитают арендовать жилье непосредственно у местных жителей, а многих из них, как и организованных, больше всего из всего полуострова привлекает именно Южный берег. Однако в последние два года в связи с кардинальными политическими изменениями и в абсолютном, и в относительном измерении доля неорганизованных рекреантов существенно снизилась, что оказывает негативное влияние на благосостояние многих крымчан.



Рис. 1. Различия в степени интенсивности воздействия природопользования на береговые морфосистемы

Как известно, все рельефообразующие процессы в любом регионе Земли подразделяются на эндогенные и экзогенные. Первые прямого влияния на природопользования не оказывают, за исключением сейсмической угрозы, которая ограничивает и удорожает строительство в пределах Южного берега (это одна из причин, из-за которой, например, в Севастополе резко преобладает пятиэтажная жилая застройка). С другой стороны, именно внутренними рельефообразующими процессами определяется «генеральная» картина рельефа, в частности, горный рельеф Южного берега Крыма, которая, в свою очередь, определяет

или, по меньшей мере, оказывает влияние на особенности как экзогенных рельефообразующих процессов, так и других физико-географических параметров рельефа.

Выше уже было отмечено, что в пределах геоморфологических систем происходят флювиальные, склоновые, карстовые, эоловые и биогенные, техногенные и береговые процессы, каждая из которых в большей или меньшей степени влияют на хозяйственное освоение.

Важную роль в хозяйственном освоении территории играют формы флювиального рельефа. С одной стороны, они, расчлняя территорию, создают известные трудности в ее освоении, в частности транспортном; застройка в пределах речных берегов также сильно ограничена. Крайний случай здесь - формирование бедлендов, которые иногда встречаются в пределах Южного берега Крыма. С другой стороны, повсеместно люди селились и селятся вдоль рек, и Крым здесь – не исключение, скорее, наоборот, его вододефицитность только усиливает данную тенденцию. Реки и их бассейны являются ареной некоторых неблагоприятных и опасных явлений, в частности, селей на Южном берегу Крыма, а также - повсеместно оползневых процессов в пределах своих долин. Реки своим твердым стоком оказывают существенное воздействие на рельеф береговой зоны, особенно в южной части Западного берега Крыма, в пределах которой поступление материала с реками является важнейшим приходным компонентом в балансе наносов.

Склоновые процессы происходят в пределах Южного берега Крыма, а также повсеместно в пределах крутых склонов речных долин. Главным образом, это оползни и обвальные процессы различного масштаба, остальные процессы оказывают на природопользование достаточно малое воздействие. Оползни, как современные, так и древние, имеют очень широкое распространение, более того, были активизированы воздействием человека. Пораженность склонов главной гряды с обвально-осыпными процессами достигает 0,2-0,5. Только активных оползней для Крыма выделяется несколько сотен, и из них большая часть расположена на южном берегу [1]. Оползни существенно ограничивают и удорожают застройку территории береговых морфосистем (в частности, прибрежной зоны, которая для этого наиболее привлекательна), так, для поддержания шоссе из Севастополя в Ялту в рабочем состоянии постоянно необходимо проводить противооползневые работы.

Береговые процессы проявляются как в абразии и размыве, так и в аккумуляции материала. Но преобладают берега, для которых свойственны процессы абразии и размыва, что, с одной стороны, усложняет их хозяйственное использование, с другой – повышает эстетическую привлекательность берегов для рекреации, особенно на Южном берегу. Другое проявление данных процессов – заносимость портов и подводных каналов, что несколько усложняет транспортное природопользование. На значительной части берегов, подверженных абразии и размыву, для их противодействия проводятся берегоукрепительные работы, которые далеко не всегда в достаточной мере эффективны. Более того, мно-

гие берегоукрепительные сооружения, в частности буны и волноприбойные стенки, ощутимо снижают эстетическую привлекательность берегов, хоть во многих случаях они возводились как раз для защиты рекреационных сооружений.

Карстовые процессы можно подразделить на прибрежный карст и «классический», который имеет место, главным образом, в пределах Крымских яйл, по большей части, за пределами береговых морфосистем. Он повышает привлекательность яйл для туристов, что несколько снижает рекреационную нагрузку на береговые морфосистемы, так как некоторые туристы «посещают пещеры вместо моря». Прибрежный карст (особенно хорошо проявляется в пределах Тарханкутского полуострова в западном берегу) несколько усложняет доступ к воде, с другой стороны, повышает привлекательность берега для отдельных видов рекреации (в частности, дайвинга, для которого представляют интерес созданные карстовыми процессами подводные гроты).

Эоловые и биогенные процессы фрагментарно проявляются, но оказывают достаточно малое влияние на природопользование. Техногенные (в своем прямом проявлении) приурочены к населенным пунктам, путям сообщения, укрепленным участкам берегам, местам добычи минеральных ресурсов, в частности, строительного сырья. Как уже говорилось выше, они оказывают в каких-то случаях заметное влияние на рельефообразование (в частности, могут активизировать оползни, линейную эрозию, абразию и размыв берегов и т.д.). К техногенным формам рельефа относятся и сеть оросительных каналов, которые прорыты, в том числе, и в пределах береговых морфосистем Западного, Северо-западного и Северо-восточного Крыма, и которые оказывают заметное влияние на объем твердого стока рек и на их водность.

По большому счету (согласно, в частности, Л.Л. Розанову), любое строительство является техногенным образованием, так как сами инженерные сооружения также являются формами рельефа) (главным образом, положительными), пусть и не очень типичными для природы [2].

Негативное воздействие природопользования на береговые морфосистемы проявляется в ускорении абразионных процессов на берегах вследствие их застройки и берегоукрепительных работ и снижении объемов твердого стока вследствие создания водохранилищ на реках и функционировании каналов, перехватывающих сток. К его негативным проявлениям можно также отнести ухудшение эстетической ценности берегов из-за их активной застройки, активизации склоновых процессов, особенно оползней, уничтожении или ослаблении растительного покрова, что увеличивает объем твердого стока (как исключение, здесь можно отметить лесовосстановительные работы в окрестностях Севастополя в 60-е годы). К негативному воздействию, без сомнения, можно отнести и значительную измененность природных ландшафтов человеком, в особенности в узкой прибрежной полосе между Форосом и Алуштой, а также на некоторых участках Западного и Восточного Крыма, которые активно застраиваются, а смежные с городами, селами и поселками территории — распаиваются. Заметное

воздействие оказывает изъятие грунта в прибрежной зоне, что приводит к балансу наносов, и – как следствие - к усилению темпов размыва или абразии берегов, которые и без этого на многих участках достаточно значительные [3].

Литература

1. Игнатов Е.И, Орлова М.С., Санин А.Ю. Береговые морфосистемы Крыма. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2014.- 267с.
2. Розанов Л.Л. Дискуссионные аспекты антропогенной геоморфологии // Научный диалог. 2013. №3 (15): Естествознание. Экология. Науки о земле. С. 129-147.
3. Шуйский Ю.Д. Процессы и скорости абразии украинских берегов Черного и Азовского морей. Изв. АН СССР, серия географическая, 1974, №6.
4. Патийчук И.О. Физико-географические особенности и геоэкологическое состояние природной среды полуострова Крым. Автореф. диссерт. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. М. 2011, 27 с.
5. Природопользование на Черноморском побережье Западного Крыма: современное состояние и перспектива развития. В.А. Иванов, В.П. Ястреб, Ю.Н. Горячкин, В.В. Зима. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006.
6. Прыгунова И.Л. Рекреационные территории в структуре экологического каркаса Крыма». Диссер. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. Москва, МГУ, 2005, 159с.
7. <http://geopolitika.crimea.edu/arhiv/2014/tom10-v-2/039pryg.pdf>.

СООТНОШЕНИЕ ДРЕВНЕГО И СОВРЕМЕННОГО РЕЛЬЕФА ТОЛЩИ ЧЕНКСКИХ ПЕСЧАНИКОВ (НИЖНЯЯ ЮРА) В ГОРНОМ КРЫМУ

Суханова Т.В., Стафеев А.Н.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова.
Геологический ф-т, Москва, Россия, tanikamgu@mail.ru

THE CORRELATION OF THE CHENKSKAYA SERIES SANDSTONES ANCIENT AND MODERN RELIEF (LOWER JURASSIC) IN THE CRIMEAN MOUNTAINS

Sukhanova T.V., Stafeev A.N.

Lomonosov Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, Russia,
tanikamgu@mail.ru

Объектом исследования являются ченкские песчаники плинсбаха – нижнего тоара (нижняя юра), развитые в пределах центральной части второй гряды Крымских гор, в междуречье Бодрака и Марты, но в большей степени, сохранившиеся на правом берегу долины Марты. Структурно песчаники локализованы в северной части Горно-Крымской зоны, приуроченной к северному склону

Южно-Крымского бассейна, выполненного верхнетриасовыми и нижнеюрскими турбидитами.

В целом поверхность ченкских песчаников понижается с севера на юг в соответствии с уклонами рельефа. Наибольшая абсолютная высота залегания песчаников в области их широкого развития, южнее Обсерваторского плато, достигает отметки 530 м, на склонах горы Язлав она опускается до 350 м; максимальная высота в районе горы Ченка – 547 м; минимальная – опускается до 300 м; на склонах горы Кичхи-Бурну абсолютные высоты понижаются с 538 до 350 м (в долине реки Марта). Таким образом, северная граница распространения ченкской толщи в современном рельефе не поднимается выше 547 м, а южная – не опускается ниже высоты 300 м. Поверхность ченкской толщи не является однородной, а имеет, скорее, ступенчатый характер. Это связано, с одной стороны, с неоднородным литологическим составом самой толщи, а с другой стороны, с неравномерностью тектонических движений на новейшем этапе развития района.

Неослабевающий интерес к изучению толщи ченкских песчаников связан с существованием различных взглядов на ее положение в разрезе верхнего триаса – нижней юры, возраст, структуру и происхождение. Песчаники рассматривались в качестве проксимального флиша синемюр-плинсбахского возраста (ранняя юра) [5], как свита, образованная в обстановках дистальной части дельты в бате-келловее (средняя юра) [8], как авандельтовые отложения, залегающие в виде тектонического покрова [3].

Ченкские песчаники, вследствие современного прерывистого или локального распространения, были изучены по небольшим обнажениям преимущественно на водоразделах и их боковых склонах, по линзовидным выходам, по разрезам оползневых блоков, а также по глыбовым обломкам на склонах и в тальвегах оврагов [7]. В основании разрезов, подстилающих ченкскую толщу, часто находятся линзы светлых разнозернистых грубых кварцевых высокозрелых песчаников (известных как сараманские песчаники), которые, по нашему мнению, являются русловыми отложениями, что свидетельствуют о существовании в начале плинсбахского века в Крыму крупной речной сети, протягивающиеся с северо-востока на юго-запад. Залегающие выше песчаники ченкской толщи, в отличие от сараманских, более тонкие (от тонко- до среднезернистых) алевритистые серые и зеленовато-серые полимиктовые, слюдястые, преимущественно неслоистые несортированные. Еще одной особенностью песчаников является зеленоватые оттенки, связанные с присутствием в их составе вулканокластики. Вероятно, они накапливались синхронно с вулканическими извержениями в плинсбахе-тоаре, центры которых находились в пределах Бодракско-Альминского водораздела. Формирование ченкских песчаников отвечает условиям дельтовой равнины или авандельты со спокойной гидродинамикой. Кроме «типично ченкских» песчаников, в разрезах встречаются песчаники толсто- и тонкоплитчатые, с нормальной и обращенной «градационной» слоистостью; алевролиты преимущественно кварцевые и вулканомиктовые в разной степени

глинистые с ясно выраженной тонкой параллельной, косой и диагональной слоистостью, а также аргиллиты в виде маломощных пачек и прослоев. Общая мощность ченкской толщи не превышает 250-300 м.

Ченкские песчаники подстилаются и перекрываются глинистыми турбидитами. Контакты в изученных разрезах преимущественно постепенные, а границы распространения ченкской толщи, скорее всего, имеют фациальный характер. Таким образом, ченкские песчаники не могут рассматриваться в качестве свиты, а являются фацией крупнои дельты.

Полевые исследования разрезов ченкских песчаников, изучение контактов с выше и ниже лежащими отложениями, данные, полученные в результате микроскопического изучения шлифов и рентгенофазового анализа, палинологические исследования позволили отнести ченкскую толщу к группе песчаных фаций флювиальной лопастной дельты [7].

В толще, слагающей древнюю дельту, выделяются разновидности осадков, соответствующие различным условиям накопления, выраженные многообразием фаций – фации главных и второстепенных русел, береговых валов, приустьевых баров, внутридельтовых водоемов и др. Так, например, относительно грубые практически неслоистые несортированные песчаники представляют собой фации основных русел дельтовой системы – выдвигающихся протоков.

Среди песчаников основных русловых протоков выделяются также крупноритмичные пачки (толщина ритмов до 10-15 м). В основании нижних ритмов отмечаются включения гальки глин – признак местного размыва дельтовых глинистых отложений, в которых вырабатывались русла. Вверх по разрезу ритмов размерность песчаных обломков уменьшается. Русловые песчаные фации сменяются более тонкими глинисто-песчаными и алевритовыми фациями прирусловых валов. В разрезах песчаников на удалении от основных русел встречаются маломощные глинистые прослои с включениями мелкого углефицированного детрита. Накопление тонкого материала связано с существованием внутри дельтовых систем заливов, озер и других замкнутых неглубоких водоемов, в которых возникают условия более спокойной или даже застойной гидродинамики.

Фации более мелких второстепенных протоков слагают относительно небольшие маломощные (до 1 м) линзы. Они представлены песчаниками боковых врезов и также характеризуются уменьшением размера обломков вверх по разрезу. Такая слоистость формировалась в условиях затухающих течений при быстрой компенсации мелководных внутридельтовых водоёмов. Она часто ошибочно принимается за градиационную слоистость турбидитов. При этом такие фации, развитые среди тонкого матрикса дельтовых отложений, хуже сохраняются, чем фации главных русел. Они разрушаются, превращаясь в глыбовые обломки.

В ченкской толще выделяются фации приустьевых баров. Последние оконтуривали древние дельтовые протоки и выдвигались вглубь приёмного бассейна при росте и распространении дельты. По мере продвижения бара тонкие алев-

ритовые осадки его фронта сменялись песчаными отложениями гребня бара. В разрезах приустьевых баров это выражается в увеличении размера зерен снизу вверх, что формирует обращенную градационную слоистость.

На приустьевых барах и при прорывах приустьевых валов формируются узлы разветвления дельтовых рукавов. В целом они характеризуются более широким развитием песчаных фаций, как в плане, так и в разрезе.

Глинисто-алевритовые отложения могли осаждаться не только во внутри-дельтовых обстановках, но и в дистальных частях дельты, где господствовали спокойные гидродинамические условия.

В последующем, после завершения своего формирования, дельтовый комплекс отложений был перекрыт более молодыми терригенно-карбонатными отложениями мезозоя и кайнозоя. В предпоследний этап ченкские песчаники были частично разрушены и сnivelированы. На неотектоническом этапе территория всего Горного Крыма испытала воздымание, которое имело пульсационный характер. Этапы поднятия, во время которых формировались врезы, сменялись периодами относительного тектонического покоя и выравнивания рельефа. Основными процессами, которые формировали современный рельеф, являются эрозия и аккумуляция постоянных и временных потоков, а также плоскостная денудация и гравитационные процессы. Новейшие тектонические движения и климатические изменения, происходившие в Крыму в течение последних 35 млн лет, определяли интенсивность этих процессов (климатические изменения обусловили смену эрозионно-аккумулятивных циклов, накопление аллювия в долинах).

В связи с этим на склонах, в том числе, сложенных ченкскими песчаниками, сформировались плоские пологонаклонные поверхности – ступени, отделяющиеся друг от друга более крутыми врезам – склонами. В современном рельефе поверхности ченкской толщи выделяется несколько разновысотных и разновозрастных ступеней, развитых практически по всей длине протяженных водоразделов южного склона Обсерваторского плато, прорезанных такими же протяженными глубокими оврагами (Кертмельским, Обсерваторским). Такие ступени с абсолютными отметками высот 375-400 м, 450-475 м, 500-525 м, 540 м имеют неотектоническую природу. Учитывая тот факт, что формирование рельефа Горного Крыма началось в конце миоцена, после выхода его поверхности из-под уровня моря, а также сопоставляя эти уровни с поверхностями выравнивания, выделенными ранее исследованиями В.И. Бабака [1], М.В. Муратова [4], Н.С. Блаволина [2], А.А. Пасынкова [6] и др., можно считать, что наиболее высокая и, соответственно, древняя ступень имеет позднеплиоценовый возраст, т.е. в современном рельефе ченкская толща проявилась в позднем плиоцене. Именно с этого времени она начала подвергаться деятельности экзогенных процессов, которые привели к разрушению и денудации более тонких глинистых фаций и бронированию поверхностей более грубыми и прочными песчаниками, и сформировали, таким образом, современный облик древней дельтовой системы.

Состав и фациальная структура ченкской дельты влияет на морфологию современного рельефа. Высокая расчлененность рельефа в области развития ченкской толщи, морфология водоразделов правобережья реки Марты и особенности микрорельефа их склонов связаны с разнообразием фаций дельтового комплекса, степенью устойчивости отложений к процессам денудации и избирательным выветриванием.

В целом в рельефе рассматриваемой территории отчетливо выделяются протяженные субмеридиональные возвышенности-водоразделы, понижающиеся с севера на юг, и разделяющие их глубокие овраги. Поверхности основных водоразделов южного склона Обсерваторского плато, занимающие наиболее высокое положение, выработаны преимущественно на массивных плотных грубых песчаниках. «Лапы», в виде которых песчаники «спускаются» в долину реки Марта, представляют собой выдвигающиеся протоки, отвечающие главным русловым фациям дельтовой системы. Крупноритмичные толщи во фронтальных частях современных водоразделов образуют крутые ступенчатые уступы в рельефе. Реже такие уступы образуют фации боковых русел на склонах водоразделов.

В тальвегах глубоких оврагов и на отпрепарированных террасообразных поверхностях боковых водоразделов встречаются глыбовые обломки размером до 1-2 м, образовавшиеся, вероятно, в результате разваливания выступающих в современном рельефе трубообразных русел небольших проток, выполненных песчаными отложениями. При этом глыбы располагаются в непосредственной близости от разрушающихся каналов, особенно в зонах ветвления фаций русловых проток. Каменные развалы в тальвегах оврагов развиты фрагментарно. Крупные обломки не испытывали переноса вдоль тальвегов. В целом боковые водоразделы подчеркивают прежнее лопастное строение древней дельты.

Водоразделы разделяются глубокими оврагами, которые выработаны современной эрозией в мягких, податливых к денудации аргиллитах, слагающих преимущественно фации межрусловых пространств, а также фации внутريدельтовых заливов и озер и фации дистальных, фронтальных, частей дельты. В тальвегах оврагов обнажения ченкских песчаников чаще всего отсутствуют. Противоположные склоны оврагов часто имеют различную крутизну и морфологию, что обусловлено развитием на соседних склонах совершенно независимых друг от друга самостоятельных фаций. Это говорит о том, что активным мог быть то один канал, то другой, что определялось различными факторами, например, изменениями климата или тектоники. Последние приводили к увеличению глубины, водности и интенсивности одних потоков и уменьшению таковых в руслах и рукавах другого водораздела.

Склоны водоразделов местами осложнены зубчатыми пилообразными выступами прочных песчаников, имеющими ограниченное распространение, и, возможно, маркирующими фациальные границы.

Не все дельтовые фации морфологически выражены в современном рельефе. Большинство распознаются только благодаря более детальному исследованию.

Но при этом некоторые из них, сложенные прочными породами, проявлены денудацией и создают положительные формы рельефа.

Таким образом, ченкские отложения представляют собой различные фации дельты, образовавшейся в плинсбахе – тоаре, которые сформировали различные формы дельтового рельефа – русла разных порядков, приустьевые валы, приустьевые бары и др. На новейшем этапе эта дельта была поднята с образованием целого ряда разновысотных и разновозрастных поверхностей (водоразделов), расчлененных современной эрозионной сетью. Современный рельеф во многом обусловлен новейшей тектоникой и литологией ченкской толщи.

Литература

1. Бабак В.И. Стратиграфия новейших континентальных отложений и основные черты неотектоники Крыма. Материалы совещания по изучению четвертичного периода. Т. II. 1961, с. 358-366.
2. Благоволин Н.С. Возраст морфоструктуры Горного Крыма Изв. АН сер. Геогр. 1965. № 2.
3. Геологическое строение Качинского поднятия Горного Крыма // Стратиграфия мезозоя. М.: Изд-во МГУ, 1989. 168 с.
4. Муратов М.В. Николаев Н.И. Четвертичная история и развитие рельефа горного Крыма. // Уч. записки Моск. ун-та, вып. 43, 1941. С. 3-26.
5. Панов Д.И., Болотов С.Н., Самарин Е.Н. и др. Перерывы в разрезе триасово-юрских отложений Горного Крыма и их историко-геологическое значение // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геол. 2004. № 2. С. 21-31.
6. Пасынков А.А., Плахотный Л.Г., Горбатюк В.М. Морфотектоника Крымского полуострова и ее связь с развитием экзогенных геологических процессов. Геол. журн. 1992. № 2.
7. Стафеев А.Н., Суханова Т.В., Латышева И.В., Косоруков В.Л., Плечов П.Ю., Ростовцева Ю.И., Смирнова С.Б., Мороко А.А. Ченкская толща песчаников (нижняя юра) Горного Крыма: стратиграфия и условия осадконакопления // Вестн. Моск. ун-та Сер. 4: Геол. 2014. № 6, с. 40-49.
8. Тевелев Арк. В., Коварская В.Е., Татарина Д.С. Литологический состав, спорово-пыльцевые спектры и условия образования пород ченкской свиты юго-западного Крыма // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2012. № 2. С. 14-24.

ВЫДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ РЕЛЬЕФА НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ КРЫМА НА ОСНОВЕ РАСЧЕТА ИНДЕКСА ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ

Токарев С.В., Рощина К.Н.

Таврическая академия Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, *tokcrimea@list.ru, roschina7@yandex.ru*

DELINEATING OF LAND SURFACE FEATURES IN SOME CRIMEAN PENINSULA'S REGIONS ON THE BASE OF TOPOGRAPHY POSITION INDEX CALCULATION

Tokarev S.V., Roschina K.N.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia, *tokcrimea@list.ru, roschina7@yandex.ru*

В последние десятилетия, в условиях активного развития ГИС-технологий и цифрового моделирования рельефа, решение задачи выделения элементов рельефа и его морфографического и морфометрического анализа получило гораздо более широкие возможности, но, тем не менее, данная проблема до сих пор остается актуальной. Решение данной задачи возможно с помощью вычисления так называемого индекса топографической позиции (от англ. – Topographic Position Index или ТПИ, далее в тексте ИТП), концепция которого была предложена Э. Уэйсом [1] и в дальнейшем воплощена в виде соответствующего программного обеспечения Джеффом Дженнессом [2].

Метод ИТП довольно широко апробирован в зарубежных исследованиях [3-5]. В отечественных исследованиях информация о его использовании ограничена несколькими работами, среди которых можно выделить статью П.Б. Нетребина [6]. Для Крыма применение метода ИТП ранее не проводилось.

Целью данного исследования является изучение возможностей применения ИТП в картировании элементов рельефа различного генезиса, встречающихся в Крыму.

Единственными исходными данными, необходимыми для вычисления ИТП, является растровая цифровая модель рельефа (ЦМР) исследуемого района. Алгоритм расчета ИТП (ТПИ) заключается в вычислении разности между значением высоты каждой ячейки ЦМР (Z_o) и значением средней высоты заданной окрестности, окружающей эту ячейку (Z_{cp}) [1]:

$$TPI = Z_o - Z_{cp} \quad (1)$$

Пользователем задается тип окрестности (круг, кольцо, прямоугольник, клин) и её размер (радиус). В результате получается растр, где каждой ячейке соответствует конкретное значение ИТП. Ячейки с положительными значениями ИТП соответствуют положительным элементам рельефа (возвышенности, гряды, холмы). Ячейки с отрицательными значениями ИТП соответствуют от-

рицательным формам рельефа (низменности, долины, балки, котловины). Ячейки со значениями ИТП близкими к нулю соответствуют плоским участкам или средним частям склонов. Для разделения последних необходимо дополнительно использовать параметр уклона поверхности.

Очевидно, что итоговое значение ИТП существенно зависит от размера окрестности, задаваемой для его расчета. Необходимо выбирать такой размер окрестности, который наиболее соответствует поставленной цели анализа. Как правило, при необходимости выделения только крупных элементов рельефа (долин рек, горных хребтов) следует устанавливать больший радиус анализа. При выделении мелких форм рельефа (балок, воронок, холмов, межбалочных гряд) следует использовать меньший размер окрестности, соизмеримый с выделяемыми элементами рельефа.

Путем разбиения полученных значений ИТП на интервалы можно добиться уточнения положения отдельных ячеек (участков поверхности) относительно каркасных линий рельефа (рис. 1). Интервалы задаются в единицах стандартного отклонения высоты в пределах заданной окрестности DEV [4]. Пересчет ИТП в единицах DEV называется стандартизацией ИТП. Параметр DEV рассчитывается по формуле:

$$DEV = \frac{TPI}{SD}, \quad (2)$$

где SD – стандартное отклонение высоты в пределах окрестности анализа.



Рис. 1. Концептуальная схема разбиения значений ИТП по положению в рельефе (по [1, 2])

Для вычисления ИТП в данной работе был использован программный пакет ArcGIS 10 в комплексе с программным расширением Land Facet Corridor, разработанным Дж. Дженнессом [7]. В качестве исходных данных использовалась глобальная ЦМР SRTM (от Shuttle Radar Topography Mission) с пространственным разрешением 90 м [8].

Основным критерием для выбора районов апробации ИТП в Крыму нами была выбрана относительная однотипность рельефа. В то же время каждый из

выбранных районов характеризуются типичностью геоморфологических условий.

Для апробирования методики вычисления ИТП были выбраны следующие районы Крыма: возвышенная равнина Тарханкутского полуострова, аккумулятивная низменная равнина Присивашья, холмистые и слабоволнистые равнины Керченского полуострова, моноκлиально-глыбовые низкогорья западной части Крымского предгорья, блок-моноκлиальный среднегорный массив Караби главной гряды Крымских гор (рис. 2). Определение морфоструктур районов сделано согласно карты Б.А. Вахрушева [9].

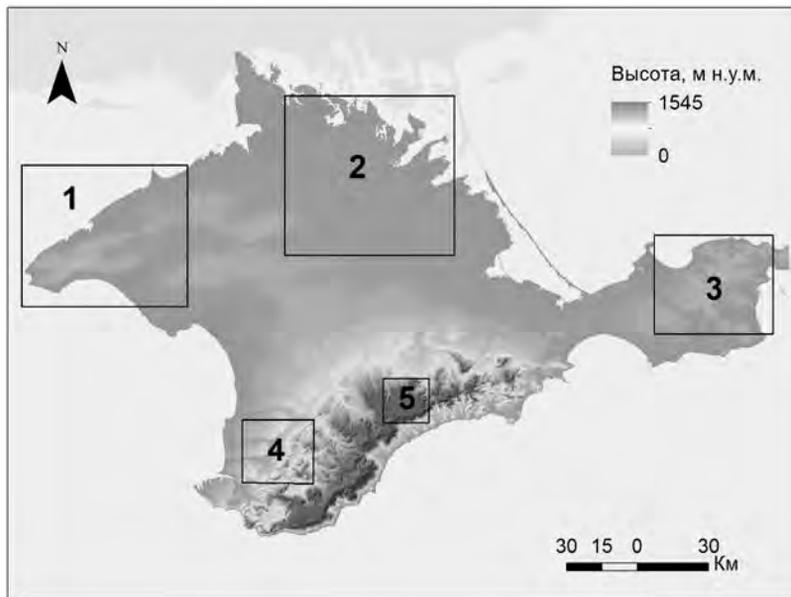


Рис. 2. ЦМР Крыма с выбранными тестовыми районами: 1 – Тарханкутский полуостров, 2 – Присивашье, 3 – Керченский полуостров, 4 – участок западной части Крымского предгорья, 5 – горный массив Караби

При анализе ЦМР избранных районов использовалась окрестность типа “круг” с радиусом 5000 и 1000 м (в случае Карабийского массива вместо 1000 м использовался радиус 500 м). Рассчитывалось как простое значение ИТП (в метрах), так и стандартизованное (в единицах DEV). Вычисленные значения стандартизованного ИТП разбивались на 4 категории:

< -0,5 DEV – должны соответствовать участкам вершинных поверхностей и их бровкам;

-0,5 – 0 DEV – должны соответствовать верхним частям основных склонов и боковым гребням;

0 – 0,5 DEV – должны соответствовать нижним частям основных склонов и боковым балкам и оврагам;

> 0,5 DEV – должны соответствовать днищам долин, котловин и главных балок.

Тарханкутская возвышенность. Согласно морфоструктурному районированию район относится к структурно-денудационным возвышенным равнинам. В геоструктурном отношении район представляет собой валообразное поднятие. В его пределах сформировался эрозионно-денудационный рельеф со сложными неогеновыми известняками увалистыми формами, соответствующими антиклиналям. Поверхность равнины сильно расчленена глубокими сухоречьями, балками, лощинами и оврагами. Побережье полуострова (особенно западное) имеет крутые береговые обрывы высотой до 50 м.

Амплитуда ИТП для района при радиусах окрестности 5 и 1 км составила соответственно 128 м и 63 м, что говорит об умеренной амплитудности рельефа. В случае 5-километрового радиуса выделяются наиболее крупные элементы рельефа возвышенности: увалы, межгрядовые долины и крупные балки. При километровом радиусе окрестности оказались выраженными килевые линии рельефа: водораздельные гребни увалов и тальвеги долин и балок (рис. 3 А, Б).

Крымское предгорье (западная часть). Согласно морфоструктурному районированию выбранный район относится к моноклиналино-блоковым низкогорьям. Особенностью рельефа района является наличие куэстовых гряд и холмистых продольных долин между ними. Главными орографическими элементами предгорья являются: а) внутренняя куэста; б) внешняя куэста; в) первая межгрядовая продольная эрозионная долина, разделяющая Главную горную и Внешнюю предгорную гряды; г) вторая межгрядовая продольная эрозионная долина, разделяющая Внутреннюю и Внешнюю предгорные гряды. Характерной чертой района являются поперечные речные долины северо-западного направления, прорезающие куэстовые гряды и зачастую имеющие профиль каньонов (долины прорыва).

Амплитуда значений ИТП для данного района составила довольно высокие значения – 523 м и 301 м для расчетных окрестностей 5 км и 1 км соответственно, – что является следствием значительной вертикальной расчлененности рельефа. При радиусе расчетной окрестности 5 км отчетливо выделяются все обозначенные выше основные орографические элементы. При радиусе окрестности 1 км выявляются более мелкие элементы рельефа: прирвовочные гребни куэст, балки на структурных склонах куэст и разделяющие их гребни, днища поперечных и продольных долин. Также довольно хорошо индицируются каньонообразные участки поперечных речных долин и глубокие балки, соответствующие наиболее темным участкам (рис. 3 В, Г).

Присивашская низменность. Согласно морфоструктурному районированию район относится к аккумулятивным низменным равнинам, сложными плиоцен-плейстоценовыми породами. В рельефе преобладают плоские слабоволнистые равнины, в устьевой части рек и балок – древнедельтовые и лиманно-морские плоские равнины. Для района характерна довольно густая эрозионная расчлененность. Глубина расчленения при этом имеет небольшие значения – от нескольких метров до первых десятков метров. Балки шириной от первых сотен метров до 1-2 км разделены обширными плоскими водораздельными поверхно-

стями. В северо-западной части района развиты крупные бессточные понижения.

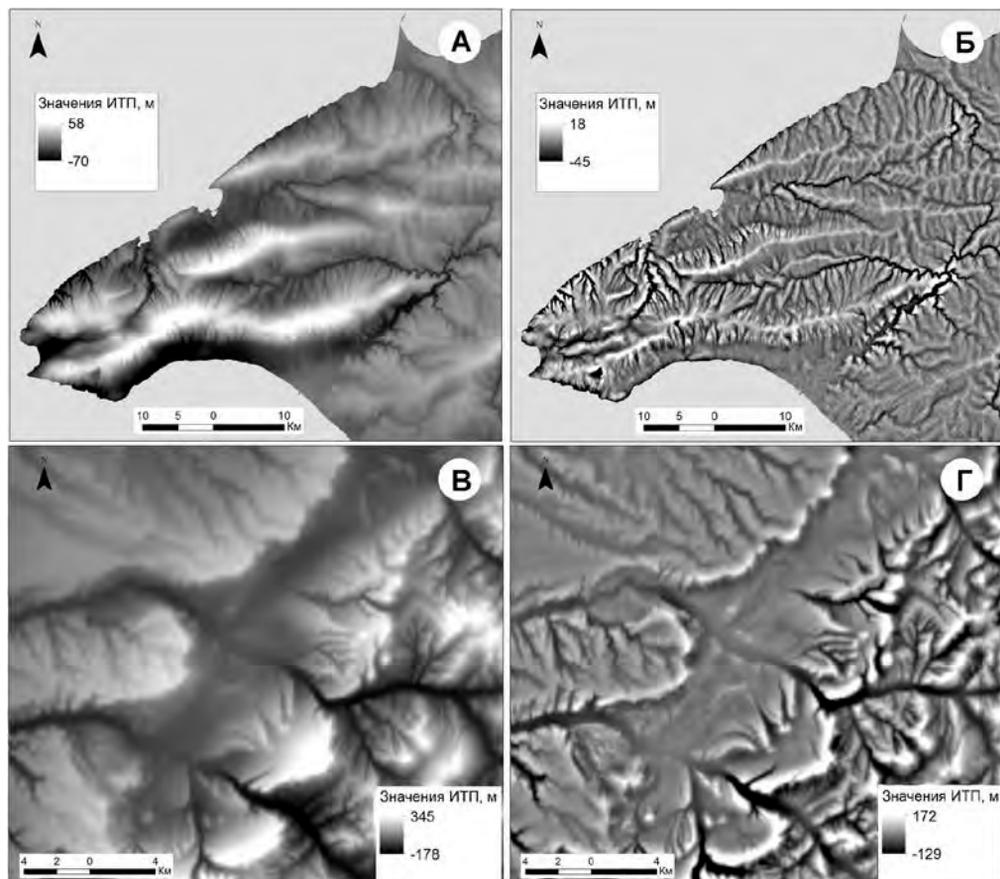


Рис. 3. Результаты вычисления ИТП для района Тарханкутской возвышенности с радиусом окрестности 5 км (А) и 1 км (Б) и участка западной части Крымского предгорья с радиусом окрестности 5 км (В) и 1 км (Г)

В связи с низменным положением и, как следствие, низкой расчлененностью рельефа, рассчитанные значения ИТП в пределах данного района имеют самую низкую амплитуду из всех выбранных районов: 64 м и 41 м для окрестностей с радиусом 5 км и 1 км соответственно. Тем не менее, даже в условиях низкой амплитудности рельефа, стандартизированный ИТП, вычисленный для окрестности 5 км, позволил достаточно четко выделить крупные балки (в том числе бессточные балки на северо-западе района) и водораздельные поверхности. При уменьшении радиуса расчетной окрестности до 1 км, наряду с прорисовкой килевых линий мезорельефа района, отмечается повышенная мозаичность распределения элементов рельефа, особенно на прибрежных участках, отличающихся наибольшей выположенностью рельефа.

Керченское холмогорье. В морфоструктурном плане выбранный район относится к структурно-денудационным возвышенным равнинам. В рельефе доминируют слабоволнистые равнины синклинальных впадин на неогеновых глинах и известняках и холмистые равнины с обращенным рельефом на палеогеновых и неогеновых глинах и известняках. Под действием внешних рельефообразующих агентов брахиантиклинальные структуры, имеющие здесь широкое распространение, превращены в инверсионные формы рельефа – антиклинальные котловины, окруженные моноклинальными гребнями. Поверхность равнин расчленена оврагами и неглубокими балками с плавно очерченными склонами и плоскими или увалистыми водоразделами.

Сложность и специфичность геоморфологического строения района (обращенный рельеф, широкое распространение вдавленных синклиналей, слабая развитость эрозионной сети) обусловила некоторую неоднозначность в выделении морфоэлементов на основе ИТП. Амплитуда значений ИТП для района составила 179 м и 124 м для расчетных окрестностей 5 км и 1 км соответственно. Используемая схема категоризации значений стандартизированного ИТП очевидно малоприменяема для решения поставленной задачи в данном районе. Особенно это относится к случаю крупных радиусов расчетной окрестности, при которой из известных морфоэлементов района индицируются только малочисленные эрозионные формы. Несколько лучшие результаты дал ИТП с меньшим радиусом расчетной окрестности. Он позволил индицировать моноклинальные гребни в крыльях антиклиналей и вдавленных синклиналей, которые являются здесь основными килевыми линиями рельефа.

Горный массив Караби. В морфоструктурном плане массив относится к моноклинально-глыбовым среднегорьям, сложенными известняками верхней юры. Характерной особенностью его макрорельефа является наличие платообразной вершинной поверхности (яйлы). Южный склон массива обрывистый, северный – пологий, расчлененный балками северной ориентировки. С запада Караби отделен от соседних массивов глубокими балками рек Восточный Суат и Бурулча. Восточный склон массива характеризуется густой эрозионной расчлененностью. С северо-востока массив ограничивается крупной депрессией в рельефе – Молбайской котловиной. Первичный рельеф Карабийского плато интенсивно переработан карстом. Типичной формой мезорельефа плато является карстовая воронка, которых здесь насчитывается порядка нескольких тысяч. Размещение карстовых форм на поверхности строго придерживается структурного плана верхнеюрской толщи.

Амплитуда ИТП при радиусе окрестности 5 км для данного района составила 770 м. При этом радиусе довольно четко выделяются основные элементы макрорельефа района: плато массива, крупные балки с запада и востока от него, понижения на севере и юге, котловина на северо-востоке, отрог массива на северо-востоке (рис. 4 А). В связи с наличием здесь обширного плато для более точной категоризации элементов рельефа ИТП необходимо использовать в комбинации с параметром уклона поверхности. Было решено разделить ячейки со

значениями DEV, находящимися в интервале от -0,5 до 0,5, на имеющие уклон до 10° (соответствуют платообразной поверхности) и более 10° (соответствуют склонам массива) (рис. 4 Б). Вычисление ИТП с окружностью меньшего радиуса (500 м) главной своей целью имело выделение элементов мезорельефа плато карстового генезиса, являющихся типичными для данного района. В пределах плато массива были выделены наиболее крупные котловины и слепые долины (радиусом и шириной более 100 м). Более точную категоризацию элементов мезорельефа плато позволило выполнить комбинированное использование стандартизированного ИТП и параметра уклона (рис. 4 Г).

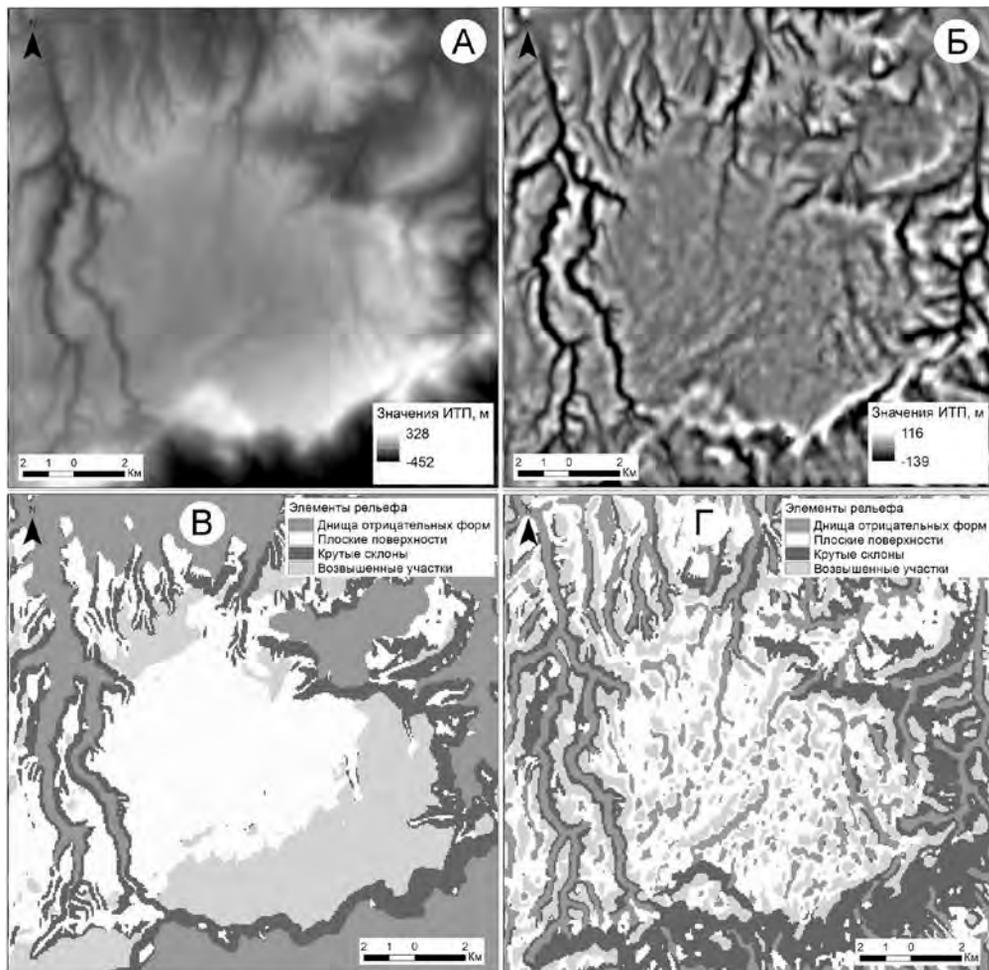


Рис. 4. Результаты вычисления ИТП для района горного массива Караби. А – ИТП с радиусом окружности 5 км; Б - ИТП с радиусом окружности 500 м; категории морфоэлементов, выделенные на основе комбинации ИТП и уклона поверхности с радиусом окружности 5 км (В) и 500 м (Г).

В ходе проделанной работы удалось выделить все характерные элементы орографии для каждого из районов. Наибольшую эффективность метод показал при картировании структурно-эрозионного рельефа (Тарханкутская возвышенность, Крымское предгорье); относительно низкая эффективность метода выявилась при картировании обращенного рельефа на складчатых структурах (Керченский полуостров). ИТП также показал эффективность при выделении морфоэлементов в условиях слаборасчлененного и малоамплитудного рельефа (слабоволнистая низменная равнина Присивашья), когда визуальный анализ и другие методы анализа ЦМР могут быть бессильны. Полученные результаты позволяют наглядно изобразить для каждого из анализируемых районов их индивидуальные ландшафтные рисунки (паттерны), специфические для каждого генетического типа рельефа. В них отражается ландшафтоформирующая роль рельефа. Выделенные элементы рельефа, как правило, соответствуют ландшафтными полосам и ярусам – основным единицам позиционно-динамической структуры ландшафтов.

Таким образом, метод ИТП имеет большой потенциал для картирования элементов рельефа земной поверхности. Основными преимуществами метода являются простота и прозрачность алгоритма расчета, мультимасштабность, автоматизация выделения элементов рельефа, минимальность требуемых исходных данных, комбинируемость с другими параметрами рельефа.

Литература

1. Weiss A.D. Topographic Position and Landforms Analysis, Poster Presentation // ESRI User Conference, San Diego, 2001. Режим доступа: http://www.jennessent.com/downloads/tpi-poster-tnc_18x22.pdf
2. Jenness J. Topographic position index (TPI). An ArcView 3.x tool for analyzing the shape of the landscape. Jenness Enterprises, 2006. Режим доступа: http://www.jennessent.com/arcview/TPI_jen_poster.htm
3. Tagil S., Jenness J. GIS-based automated landform classification and topographic, land-cover and geologic attributes of landforms around the Yazoren Polje, Turkey. *Journal of Applied Sciences*, 2008, v. 8 (6), pp. 910–921.
4. De Reu J., Bourgeois J., Bats M., Zwertvaegher A., Gelorini V., De Smedt P., Chu W., Antrop M., De Maeyer P., Finke P., Van Meirvenne M., Verniers J., Crombé P. Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. *Geomorphology*, 2013, № 186, pp. 39–49.
5. Mokarram M., Seif A. GIS-Based Automated Landform Classification in Zagros mountain (case study: Grain mountain). *Bull. Env. Pharmacol. Life Sci.*, 2014, v. 3 (3), pp. 20–32.
6. Нетребин П.Б. Автоматизированное построение орографической схемы Большого Кавказа в среде ГИС // *Геология, география и глобальная энергия*. 2010. №3 (38). С. 111–115.
7. Jenness J. Land Facet Corridor Analysis. Revision 1.2.884. 2013. Режим доступа: http://www.jennessent.com/arcgis/land_facets.htm
8. Дубинин М. Описание и получение данных SRTM [Электронный ресурс]. 2004. Режим доступа: <http://gis-lab.info/qa/srtm.html>
9. Вахрушев Б.А. Морфоструктура и морфоскульптура. М. 1:1 200 000 // *Атлас АРК*. Киев – Симферополь, 2003. С. 22–23.

**РАЗРАБОТКА НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ ЧЕРНОМОРСКИХ ТЕРРАС
ЮГО-ВОСТОЧНОГО КРЫМА: ГЕОМОРФОЛОГИЯ,
СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ⁸**

Чепалыга А.Л.

Институт географии РАН, Москва, Россия, tchepalyga@mail.ru

**FORMULATION OF A NEW CONCEPT OF THE SOUTH-EAST
CRIMEAN BLACK SEA TERRACES: GEOMORPHOLOGY,
STRATIGRAPHY, PALEOGEOGRAPHY**

Tchepalyga A.L.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, tchepalyga@mail.ru

Ревизия террасовой системы Судака была проведена нами в 2014-2016 гг. по итогам и результатам пяти экспедиционных выездов и дальнейшей аналитической обработки материалов комплексом методов с использованием детальных топографических карт (масштаба 1:10000) в сочетании с космическими снимками Google Earth большого разрешения. Это позволило в целом подтвердить основные выводы, полученные Н.И. Андрусовым.

В частности, это связь террас с климатическими колебаниями ледниково-межледниковых циклов, построение системы террас от уровня моря до 200 м абс. и связь террас с эвстатическими колебаниями уровня Черного моря.

Вместе с тем, пришлось скорректировать и дополнить террасовую систему в соответствии с современными требованиями и достижениями. Нумерация террас изменена, и счет террасовых уровней начинается нами снизу – от самых молодых вверх до наиболее древних. Количество террасовых уровней пришлось значительно увеличить (до 12 террас) (рис. 1), возраст верхних пяти террас уточнен как эоплейстоценовый. Введены новые названия террас, кроме названных самим Н.И. Андрусовым.

Наконец, на основе полученных новых данных, главным образом, по литологии, геохимии и палеонтологии пересмотрен генезис почти всех террасовых отложений. Большинство из них несут признаки прибрежно-морских фаций (галечных береговых валов и более тонких лагунных отложений). В связи с этим, установлена природа террасовой цикличности – не только климатическая, но и эвстатическая, связанная с колебаниями уровня Черного моря. Для молодых карангатских террас с фауной морских моллюсков это очевидно. Для более древних террас отсутствие морской фауны не может быть основанием для отрицания их морского генезиса, так как есть и другие признаки и свидетельства.

⁸ Работа выполнена по грантам РФФИ № 13-06-90427 и № 16-06-00514

Черноморские террасы Ю-В Крыма (Судак-Карадаг)

Новая система террас, ревизованная и дополненная на основе схемы Н.И. Андрусова (1912).
Южный берег Крыма. Район Судак-Карадаг



Рис. 1. Черноморские террасы юго-восточного Крыма

Новая концепция основана на следующих принципах:

1. Стратотипический разрез террас необходимо избрать в одном ограниченном регионе во избежание деформации террас неотектоническими движениями. Такой район указан самим Н.И. Андрусовым – к востоку от г. Судак между горой Манджил и Черным морем, вдоль долин Копсель и Архадересе.
2. Название террасы – обычно по названию окружающих топонимов и именам выдающихся ученых и общественных деятелей в регионе, при этом, по праву приоритета, предпочтение отдается названиям, предложенным Н.И. Андрусовым.
3. Геоморфотип террасы – типовая местность, форма рельефа, рельеф морфотипических участков (террасовых кластеров).
4. Морфометрия: высота поверхности и цоколя террасовых отложений, террасовых кластеров, место террасовых уровней в крупных террасовых кластерах.
5. Обоснование самостоятельности террасовых уровней по их соотношению с соседними террасами.
6. Название террасовой свиты и ее стратотипы (голостратотип, лектостратотип) – обычно его пространственное положение совпадает с морфотипом террасы.

7. Террасовые отложения, их строение, фации, фоссилии (макро и микроостатки).
8. Генезис террас и террасовых отложений на основе фациального анализа.
9. Корреляция с террасами и отложениями соседних регионов и стратотипов.
10. Определение возраста: относительный (геологический) и абсолютный (радиометрический, палеомагнитный).

Разработана новая концепция черноморских террас Крыма на примере побережья между Судаком и Карадагом. Выявлен длинный ряд террас из 12 уровней от моря до +200 м абс. Эта лестница террас включает 5 эоплейстоценовых, 6 неоплейстоценовых и один голоценовый уровень.

В строении 6 эоплейстоценовых террас выявлена цикличность: высота поверхности и цоколя каждой из этих террас различается на 25 м. Это может быть связано с климатическими циклами и эвстатическими колебаниями уровня Черного моря длительностью порядка 100-200 тыс. лет

Почти все террасы имеют прибрежно-морской генезис и представлены грубообломочными пачками береговых валов и тонкозернистыми песчано-алеврито-глинистыми пачками лагунных фаций.

Морские террасы эоплейстоцена связаны с гурийским бассейном Черного моря, отложения которого установлены на шельфе у южного берега Крыма. Выделенные здесь VIII-XII террасы позволяют реконструировать историю Черного моря в эоплейстоцене.

Более молодые V-VII террасы связаны с чаудинским, древне-эвксинским и узунларским бассейнами Черного моря соответственно, а IV, III и II террасы – с карангатским и ново-эвксинским бассейнами (табл. 1).

В террасовых отложениях прибрежных валов встречаются палеолитические орудия мустьерской, ашельской и олдованской археологических культур, но они недостаточно изучены. В дальнейшем возможно использовать террасовую систему для реконструкции хронологии, палеоэкологии и эволюции древних археологических культур, начиная с 1,5-2,0 миллионов лет назад.

Возможно так же реконструировать древнейшие миграции архантропов вдоль выявленного нами Северо-Черноморского коридора из Азии (Северный Кавказ, Тамань) в Европу и процесс первичного заселения Европы через Крым и далее, на запад, вплоть до Атлантики, путем прослеживания древнейших стоянок как следов этих миграций. Получается, что первые европейцы появились именно в Крыму.

Таблица 1

Соотношение черноморских террас и морских бассейнов с континентальными террасами Крыма и крупных речных долин

Стратиграфия Возраст, млн. лет	ЧЕРНОЕ МОРЕ				Континентальные террасы Крыма по Муратову (Геология СССР, т. 8, 1969)	Речные террасы долины Днестра (Чепалыга, 2015)		
	отложения морских бассейнов (Чепалыга, 2004)		террасы Судака (Андрусов, 1912; Чепалыга, 2015) высота, м. абс.					
0,00	Голоцен		Черное море		I Черноморская 1 - 3 м	I Садовая	Пойменная	
0,01	верхний	Новозвксин		II Судацкая 5 - 10 м		II Терраса	0 Протерраса	
		Тарханкут					I Парканская	
		Карангог	Агой		III Меганомская 10 - 15 м		III Судацкая	II Слободзейская
			Шахе					III Карагашская
			Узунлар					V Копсельская 35 м
		Древний Эвксин		VI Перчемская 50 м		V Тираспольская		
0,13	средний					VI Григорчопольская		
0,4	нижний	Чауда		VII Алчакская 75 м		IV а Манджилъская	VII Варницкая	
							VIII Колкотовская	
0,8	верхний	Г у р и й	верхний	VIII Манджилъская 100 м		IV б Манджилъская	IX Михайловская	
				IX Горчаковская 125 м			X Кицканская	
				X Архадерская 150 м			XI Хаджимусская	
			нижний	нижний	XI Трападжанская 175 м		V Булганакская	XII Бошерницкая
XII Андрусовская 200 м		XIII Фэрладанская						
1,2								
1,8	Палеоплейстоцен		Куяльник	Более высокие террасы ?		VI Кызылджарская	XIV Вадуводская	
						VII Массандровская	XV Приозерная	
2,6	Плиоцен				VIII Таврская	XVI Кучурганская		
3,6								
5,2			Киммерий					

Литература:

1. Андрусов Н.И. Террасы окрестностей Судака // Записки Киевского об-ва естествоиспытателей. Т. 22. Вып. 2. 1912.
2. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
3. Геология СССР. Т. 8. Крым. 4.1. Геологическое описание. М.: Госгеолгиздат, 1969.
4. Геология шельфа УССР. Стратиграфия. Киев: «Наукова думка», 1984.
5. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений крымско-кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря // Труды ГИН, вып. 88. М.: Наука, 1963.
6. Чепалыга А.Л. Черноморские террасы юго-восточного Крыма: новая концепция через 100 лет после Н.И. Андрусова // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода. № 74. 2016.

**ГЕОМОРФОЛОГИЯ КРЫМА В ТРУДАХ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ УЧЕНЫХ
20-30-х гг. XX ВЕКА**

И.Н. ГЛАДЦИНА, Б.Л. ЛИЧКОВА И Б.А. ФЕДОРОВИЧА

Чичагов В.П.

Институт географии РАН, Москва, Россия, chichagov@mail.ru

**GEOMORPHOLOGY OF THE CRIMEA
ACCORDING TO NATIVE SCIENTISTS OF 1920-1930 years
I.N. GLADTSIN, B.L. TICHKOV AND B.A. FEDOROVICH**

Chichagov V.P.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, chichagov@mail.ru

Незабываемый рельеф Крымского полуострова издревле привлекал внимание ученых. В первой половине XX в. здесь закладывались основы геоморфологии Крыма трудами многих ученых, главенствующую роль среди которых играли выдающиеся отечественные ученые: Н.И. Андрусов, А.Д. Архангельский, А.А. Барков, В.В. Белоусов, Б.Ф. Добрынин, А.А. Крубер, Г.П. Михайловский, А.Ф. Слудский, Д.Н. Соболев, Н.А. Соколов, В.И. Крокос, Б.Л. Личков, М.В. Муратов, Н.Н. Соколов, П.А. Православлев, Н.М. Страхов, Б.А. Федорович и многие другие.

Рассмотрим вклад в создание геоморфологии Крыма трех видных отечественных ученых И.Н. Гладцина (1884-1942), Б.Л. Личкова (1886-1962) и Б.А. Федоровичам (1902-1981).

Н.И. Гладцину принадлежат две работы по крымской тематике – статья и раздел его известной монографии-учебника. В 1938 г. выходит в свет крупная, обстоятельная статья И.Н. Гладцина и Н.Н. Дзенс-Литовской о формировании,

распространении и составе *terra rossa* – красноцветной формации, плохо изученной в те годы. Эта работа состоит из двух частей. В первой рассматривается история изучения, во второй детально анализируются результаты собственных исследований *terra rossa* Тарханкутского полуострова. В соответствии со структурой работы авторы пришли к двум группам выводов. Общие выводы: *Terra rossa* представляет красноцветную глинистую породу, созданную субаэральным выветриванием известняков и известковистых пород в условиях средиземноморского климата. Характерными элементами *terra rossa* являются вторичные глинные минералы и гидраты железа. Являясь остаточной корой выветривания известняков, *terra rossa* требует для своего образования длительного периода времени и формируется на древних массивах суши, «лишенных притока со стороны» [1, с. 55]; отличается маломощностью. *Terra rossa* встречается в двух видах: в виде сплошных покровов на известняках и в виде красной глины, заполняющей пустоты и трещины в известняках.

Два главных условия, благоприятные для образования *terra rossa*: с одной стороны, климат с чередованием сухих и жарких периодов с более влажными и теплыми, с другой – исходные известняки с большим содержанием первичных и вторичных минералов, что дает более мощную *terra rossa*. Наибольшим распространением *terra rossa* пользовалась в третичный период и формировалась на «третичных массивах суши» [1, с. 56], по-видимому, в условиях крупных равнин. Происхождение *terra rossa* иллюстрируется схемой их генезиса, приведенной на стр. 56 работы [1].

«В почвенном отношении *terra rossa* может иметь различный характер, и внутрипочвенное распределение вещества может быть разнообразным в зависимости от климата и геоморфологических условий, которые в последующие периоды образования *terra rossa* могут меняться, а также от возраста *terra rossa*» [1, с. 56].

Региональные выводы. На Тарханкутском полуострове среди третичных отложений встречаются четыре типа красноцветных образований: трещинная и пластовая *terra rossa*, красноцветные известковистые конгломераты и красноцветные известняки. Происхождение трещинного красного суглинка различно. Он может быть продуктом древнего субаэрального выветривания известняков, может образовываться путем осаждения из вод, циркулировавших в прослоях известняков, и может быть дериватом покровных наносов, не связанных с подстилавшими их известняками. В результате тектонических дислокаций и последующей денудации красноцветные горизонты были выведены на дневную поверхность и встречаются в настоящее время в сводах антиклиналей, выраженных в рельефе полуострова увалами, «давая начало современной красно-бурой коре выветривания известняков» [1, с. 57]. Красно-бурые продукты выветривания ныне в Крыму не образуются, а лишь сохраняются. «Процесс образования *terra rossa* на Тарханкутском полуострове очень сложный и носит реликтовый геологический характер. Эту сложность генезиса *terra rossa* и реликтовый характер можно распространить, по-видимому, и на другие области, где *terra ros-*

sa связана с третичными известняками» [1, с. 58]. Рассмотренная работа заканчивается производственной характеристикой красно-бурых почв Тарханкутского полуострова и большим, из 87 названий списком литературы, из которой 24 на русском и остальные на европейских языках.

В следующем 1939 г. в свет выходит замечательная работа Н.И. Гладцина – вузовский учебник-монография «Геоморфология СССР. Часть I. Геоморфология Европейской части СССР и Кавказа» [2], в которой автор с присущей ему тщательностью обстоятельно рассмотрел геоморфологию всех входящих в ЕЧС регионов, включая Крымский полуостров. В этой книге подробно рассмотрен рельеф Степного и Горного Крыма, подводится итог нашим знаниям о рельефе Крыма к концу довоенного периода. Представления о рельефе Степного Крыма начинаются с раздела «Черноморские равнины» (стр. 214-229), в котором автор рассматривает равнинную часть полуострова с волнистым балочным рельефом, который более контрастно выражен по мере приближения к горам, «где балки выделяют также и пологие гребни, и холмы-останцы (иногда со столовыми поверхностями... Устья долин здесь... имеют вид лиманов или засоленных низин» [2, с. 220]. Приводится строение равнинного Крыма по М.В. Муратову: на севере расположена обширная пологая широтная Перекопская равнина, расширяющаяся к западу и востоку, южнее также широтный, представленный четырьмя антиклиналями Тарханкутский вал, протягивающийся от мыса Тарханкут до меридиана Джанкоя. Южнее вала расположена двойная Алминско-Азовская впадина, разделенная в районе Симферополя меридиональной антиклизой. На западной оконечности равнинной части Крыма расположен Тарханкутский полуостров с тремя широтными антиклинальными валами, разделенными синклинальными прогибами. Крымский полуостров соединяется с материком узким Перкопским прешейком, восточнее которого расположен Сиваш, отделенный от Азовского моря длинной косой – Арабатской Стрелкой.

Горный Крым протягивается от мыса Фиолент с ЮЗ на СВ, оканчиваясь у Феодосии. Горная гряда обрывается к морю и западнее Судака уступ исчезает. По обеим сторонам Чатырдага гряда пересечена поперечными долинами. На север и северо-запад гряда спускается полого и ее вершины – яйлы имеют столовый характер. Это Ай-Петринская, Ялтинская, Никитская, Бабуган и Долгоруковская яйлы; последняя связана на юге перешейком с Демерджинской яйлой. Яйлы сложены нижнепермскими известняками с типичным комплексом карстовых форм. Реки Горного Крыма И.Н. Гладцин разделил на две категории: берущие начало с карстовых областей и реки с прерывистым течением, исчезающие под поверхностью карстующихся известняков. На яйлах отсутствуют водные потоки. Наиболее крупные речки южного склона имеют в верховьях перевал или «богазы», имеющие сложное происхождение – тектоническое и провальное. Происхождение яйл по Борисяку и Архангельскому тектоническое – они разбиты системой активных поперечных сбросов, часть их испытала винтовые перемещения и крупные сдвиги. По Н.Н. Соколову это крупные останцы. Наряду с серией широко распространенных осадочных пород в Горном Крыму ло-

кально развиты изверженные породы – андезиты, диабазы, диориты, порфиры, вулканические туфы, образующие поднятия большинства крымских мысов и многих прибрежных гор от Кабель на западе до скал Георгиевского монастыря, мыса Фиолент и Карадага на востоке. Некоторые из них являются лакколитами, Карадаг по Слудскому остаток крупного древнего вулкана. Особым, до сих пор дискуссионным вопросом является строение и происхождение серии террас Горного Крыма, которых, по мнению Б.Л. Личкова, здесь шесть. Схема деления Горного Крыма по Добрынину включает девять областей: 1. Яйлы, высоко поднятые, разбитые сдвигами и сохранившиеся реликтовые фрагменты древнего пенеппена, 2. Горная страна центрального и западного Крыма, сложенная главным образом глинистыми сланцами, сильно расчлененная сбросами и линейной эрозией. 3. Горная страна восточного Крыма с разнообразным расчленением разломной тектоникой, эрозией; с проявлением в современном рельефе древней складчатости, с многочисленными известняковыми и песчаниковыми гребнями и пиками. 4. Районы с вулканическим рельефом. 5. Вскрытое поле Байдарской долины. 6. Севастопольско-Балаклавский район ингрессивных бухт и молодого опускания. 7. Симферопольско-Бахчисарайский район типично развитых меловых и третичных куэст с горами-свидетелями. 8. Карасубазарский район меловых и третичных предгорий. 9. Феодосийский район предгорий

Б.Л. Личков внес в современную геоморфологию и в геоморфологию Крыма значительный вклад. Это был крупный ученый энциклопедических знаний, ученик Н.И. Андрусова и соратник В.И. Вернадского. Об этом свидетельствует их обширная переписка в двух томах.

Его научный вклад может быть обобщен в виде семи проблем: 1. проблема горизонтальных движений материков. 2. проблема истории и происхождения пустынь. 3. проблема вековых движений земной коры. 4. проблема происхождения горных денудационных поверхностей. 5. проблема корреляции морских и речных террас в связи с происхождением Черного моря. 6. Теория Земли и необходимость ее создания. 7. проблема древности ядер континентов на примере «древнего темени Азии» Э. Зюсса. Здесь ограничимся кратким рассмотрением геоморфологических работ Б.Л. Личкова.

В замечательной, написанной о нем книге Р.К. Баландина отмечен только один период геоморфологических исследований Личкова: «Украина. Геолком. Геоморфология» [3, с. 34-46]. Мне известно около 50 его работ по геоморфологии или имеющих прямое отношение к ней. Весьма показательна его большая статья 1932 г. о климатических террасах Крыма [4]. В ней он протестует против принятом в те годы представлении о том, что террасы Крыма обязаны своим происхождением «не поднятиям, а периодическим изменениям климата» [4, с. 39]. Ученый провел детальный анализ континентальных террас Судака, связал их с террасами всего Крыма, Причерноморья, Малой Азии, Босфора и Дарданелл, Архипелага и Средиземного моря. Проведя анализа представлений своего учителя Н.И. Андрусова, Б.Л. Личков делает ряд выводов: 1. судакские террасы образовались в условиях полусухого климата. 2. все террасы Судака связаны с

базисами эрозии, иными, чем в настоящее время. 3. формирование щепнистых террас Судака связано с поднятиями, речными террасами и базисами эрозии. 4. в Крыму сохранились шесть уровней террас. 5. континентальные предгорные террасы Судака соответствуют уровням эрозионных террас (ссылается на известные работы Б.А. Федоровича, Н.Н. Соколова, Головкинского и Православлева). 6. нельзя отрывать образование климатических террас от поднятий, связав их только с изменением климата. Необходимо поставить их во взаимную тесную связь.

Б.Л. Личков неоднократно обращался в своих трудах к вопросу о происхождении Черного моря. Он считал, что море было создано из двух частей [5]. Одна из них была заложена процессами опускания в третичный период и с этого времени сохраняла связь со Средиземным морем. Другая была создана намного позже в результате широтного опускания на мете территорий, которые до того частично (имеется в виду западная часть) представляли сушу. Это не относится к району древнего меотиса – Азвскому морю. Этот поздний процесс опускания носил, вероятно, эпэйрогенический характер и привел к созданию Сиваша и лиманом, впадающих с севера в Черное море рек. разумеется, в связи с этим лиманов и «сивашей» не должно быть на всех побережьях, кроме северного.

Б.А. Федорович был моложе своих предшественников, начинал свою геоморфологическую деятельность после окончания Таврического университета и создал несколько статей по речным террасам Крыма, развитых в долинах рек Алмы, Качи и Коккоз. Первую работу кратко рассмотрел Б.Л. Личков, поэтому вспомним вторую [6]. В ней были рассмотрены карстовый и оползневой рельеф бассейна реки, упомянуты долинные каменные потоки и древние скальные обвалы известняков и шлейфы рыхлых отложений, окружающих подножье Айпетринской яйлы. Федорович изучил карстовый рельеф двух яйл: 1. Орлиного залета и хребта Бойко и 2. Айпетринской яйлы. В первом карст развит очень слабо и преобладают элювиальные и делювиальные процессы, «...местность поэтому имеет характер холмистый с небольшими уклонами и пологими задернованными балками» [6, с. 41]. И далее: «Все же и здесь, среди песчано-мергелистых известняков развивается кое-какая карстовая деятельность, хорошим примером чего может служить пещера, вернее глубокий грот Данильча-Коба, находящийся на крутом склоне Яйлы, над самым карнизом грандиозного обрыва Орлиного залета» [6, с. 42]. Совершенно иной рельеф Айпетринской яйлы. Здесь преобладают более чистые известняки, дающие меньше продуктов при выщелачивании. Рельеф представлен бессточными котловинами, воронками, колодцами. Это область глубокого карста. Крутые обрывы известняков постоянно разрушаются, обваливаются, образуют большое количество глыб, щебня и глин – *terra rossa*. Весь этот обильный материал создает сплошные шлейфы вокруг подножий яйлы. Насыщаясь водой, глинисто-каменистые наносы становятся пластичными и начинают двигаться вниз по склону. В отдельных случаях по долинам в прошлом двигались каменные потоки. Широкое развитие имеют оползни разных типов, отдельные перемещают крупныи каменные от-

торженцы. Оползневые массивы имеют здесь площадь до 300 000 тыс. м² и объемы около 50 млн. м³. Протяженность их перемещения может достигать полукилометра. «Без сомнения, образование таких грандиозных оползней целых массивов могло произойти только после того, как яйлинские известняки были раздроблены тектоническими процессами» [6, с. 43]. Оползни вдоль фронтальных частей яйл имеют разный возраст и продолжают активно развиваться в настоящее время. Последний из них по данным Федоровича произошел в 1923-24 гг. В заключение работы ученый описывает узкие (~200 м), глубокие (до 300 м) ущелья, имеющие прямолинейные очертания в плане. Все они заложены вдоль зон выделенных Федоровичем разломов. В руслах рек здесь в изобилии встречается множество эрозионных котлов величиной от 10 см до 6 м.

Подводя итог рассмотренным работам И.Н. Гладцина, Б.Л. Личкова и Б.А. Федоровича, можно судить об их увлеченности своими геоморфологическими исследованиями и о серьезности вклада полученных ими результатов в геоморфологию Крыма.

Литература

1. Гладцин И.Н., Дзенс-Литовская Н.Н. Terra rossa (красная земля) Тарханкутского полуострова // Труды ГЭНИИ по физ.-геогр. отделению. №16. Очерки физической географии Крыма. Вып.1. Л.-М.:ОНТИ-НКТП-СССР. Главная редакция горно-топливной и геолого-разведочной литературы. 1938. С.5-63. Гладцин И.Н. Геоморфология СССР. Геоморфология СССР. Часть I. Геоморфология Европейской части СССР и Кавказа. Л.: Учпедгиз. Л. 1939. 384 с.
2. Баландин Р.К. Борис Леонидович Личков. (1888-1966). М.: Наука. 1983. 157 с.
3. Личков Б.Л. По поводу предорных «климатических» террас Крыма. Тр. ГЕОМИН. 1932. вып. 3. С. 39-61
4. Личков Б.Л. К вопросу о происхождении Черного моря // Зап. Одесского об-ва естествоиспыт. 1928. Т. XLIV. С. 107-128.
5. Федорович Б.А. Геологический очерк долины Коккоз в Крыму // Тр. Крым.НИИ. 1930. Т.2. Вып.1. С. 33-47.

**КРУПНОМАСШТАБНОЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ
КАРТОГРАФИРОВАНИЕ КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ НА
ОСНОВЕ ЦМР И ДЕТАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ**

Шварев С.В.

Институт географии РАН, Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН,
Москва, Россия, sergeyshvarev@mail.ru, shvarev@ifz.ru

**LARGE SCALE GEOMORPHOLOGICAL MAPPING OF
KERCH-TAMAN REGION BY THE UTILIZATION OF DEM AND
DETAILED SATELLITE IMAGES**

Shvarev S.V.

Institute of Geography RAS, Schmidt Institute of Physics of the Earth RAS, Moscow,
Russia, sergeyshvarev@mail.ru, shvarev@ifz.ru

Введение. Геолого-геоморфологическое строение Керченско-Таманской области и региона в целом изучается свыше 130 лет. Трудно найти более изученный район, представления о стратиграфии, тектонике, рельефе которого, заложенные Н.И. Андрусовым, дополнялись, развивались и детализировались А.Д. Архангельским, Б.Л. Личковым, М.В. Муратовым, В.Е. Хаиным, П.В. Федоровым, Н.С. Благоволиным, А.Б. Островским, Я.А. Измайловым. В последнее время интересные данные по строению рельефа в связи с неотектоническими движениями получены С.А. Несмеяновым, В.И. Попковым, по сейсмогенным деформациям А.А. Никоновым, по стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Т.А. Яниной, А.А. Свиточем, А.Л. Чепалыгой и др.

Сложное геоморфологическое строение территории, где формирование рельефа, начиная с раннего миоцена происходит при интеграции значительного количества активных рельефообразующих факторов. С одной стороны - при участии весьма активной эндогенной составляющей, сочетающей пликативные деформации, выраженные антиклинальными складками, растущими до настоящего времени; дифференцированные движения по разломам, в значительной мере импульсного характера, провоцирующие сильнейшие землетрясения; а также грязевой вулканизм. С другой стороны – интенсивная экзогенная переработка, обусловленная, прежде всего, значительными и частыми колебаниями уровня моря, достигавшими максимума в раннем голоцене (60-90 м) и развитием на территории весьма чувствительного к внешним воздействиям глинистого и карбонатного субстрата, обусловившего развитие разнотипных оползневых деформаций как блокового, так и пластичного характера, флювиально-пролювиальных, карстовых и абразионных процессов. Немаловажным фактором развития рельефа территории является антропогенная деятельность, рельефообразующая роль которой начала проявляться, главным образом, с периода греческой колонизации в VI-V вв. до н.э.: изменения в естественном раститель-

ном покрове, добыча полезных ископаемых и строительных материалов, террасовое земледелие, возведение многокилометровых оборонительных сооружений и др. Эти действия привели как к непосредственному изменению рельефа, так и к стимулированию экзогенных процессов.

Детальное геоморфологическое картографирование Керченско-Таманской области, выполненное в масштабах 1:100000-1:25000 осуществлено с целью оценки эндогенной (сейсмичность, грязевой вулканизм) и экзогенной (оползни, катастрофические паводки, абразия и др.) опасностей региона в связи со строительством мостового перехода Кавказ-Крым и перспективами инфраструктурного освоения.

Используемые материалы дистанционного зондирования. Для картографирования использовался комплекс дистанционных и натуральных методов исследований. В качестве основных материалов дистанционного зондирования применены данные SRTM, обеспечившие построение цифровых моделей рельефа в масштабном диапазоне 1:100000-1:25000 и данные космических съемок высокого разрешения (до 1-2 м), полученные в открытых интернет-сервисах. Сопряжение ЦМР и КС в единой аналитической цепи с последовательной детализацией, обеспечило потребности крупномасштабного геоморфологического картографирования с идентификацией как основных форм рельефа, их типов, комплексов, парагенетических ассоциаций, так и установлением временных рядов экзогенных процессов, степени их активности (рис. 1).

Методика и результаты детального картографирования. Принципиальной основой создания схематической геолого-геоморфологической карты района транспортного перехода является использование морфолитогенетического принципа картографирования. При этом выделяются формы и комплексы форм рельефа, различающиеся 1) по происхождению; 2) форме и положению в геоморфологической триаде: вершинная поверхность – склон – долина; 3) свойствам субстрата, 4) возрасту рельефа и субстрата.

Для района исследований все формы рельефа подразделены на два основных комплекса: а) структурно-денудационный рельеф; б) денудационно-аккумулятивный рельеф. Первый комплекс (А) отвечает преобладающему влиянию тектонического строения и литологического состава коренных пород на формирование рельефа. Второй комплекс (Б) связана с ведущей ролью экзогенных процессов. Безусловно, такое разделение до определенной степени условно, т.к. и в том, и в другом случае мы имеем дело со взаимодействием эндогенной и экзогенной составляющих рельефообразования.

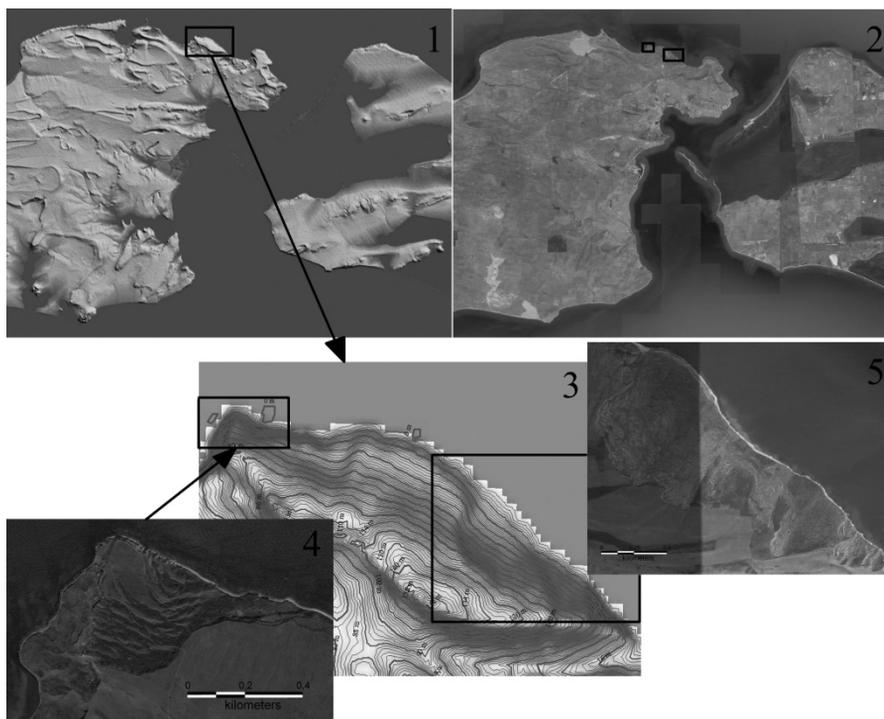


Рис. 1 Совместное использование ЦМР и КС высокого разрешения для геоморфологического картографирования: 1 – ЦМР на базе данных SRTM; 2 – мозаика КС высокого разрешения; 3 – фрагмент ЦМР оползневой участка на Азовском побережье Керченского полуострова, выделяются древние оползневые амфитеатры; 4 – фрагмент КС высокого разрешения с молодым оползнем; 5 – фрагмент КС высокого разрешения с комплексом оползней различных генераций

В рамках структурно-денудационного рельефа выделены 6 типов (рис. 2).

К первому типу отнесены гряды и хребты (вершинный комплекс), подразделенные на 2 подтипа. Первый подтип – дискордантные (инверсионные) формы, представленные моноклинальными и останцовыми грядами на крыльях антиклиналей и синклиналей и связанные с избирательной денудацией. При этом в качестве положительных форм фигурируют выходы известняковых прослоев, мшанковых рифов. Второй подтип – конформные антиклинальные гряды с незначительным денудационным срезом, сохраняющим первичную или слабоизмененную положительную форму тектонической структуры.

Второй тип – инверсионные дискордантные (несогласные) склоны и котловины, подразделенный на а) склоны несогласные бортовых участков котловин на крыльях плекативных структур и б) поверхности выравнивания осевых участков котловин размытых замковых частей антиклиналей.

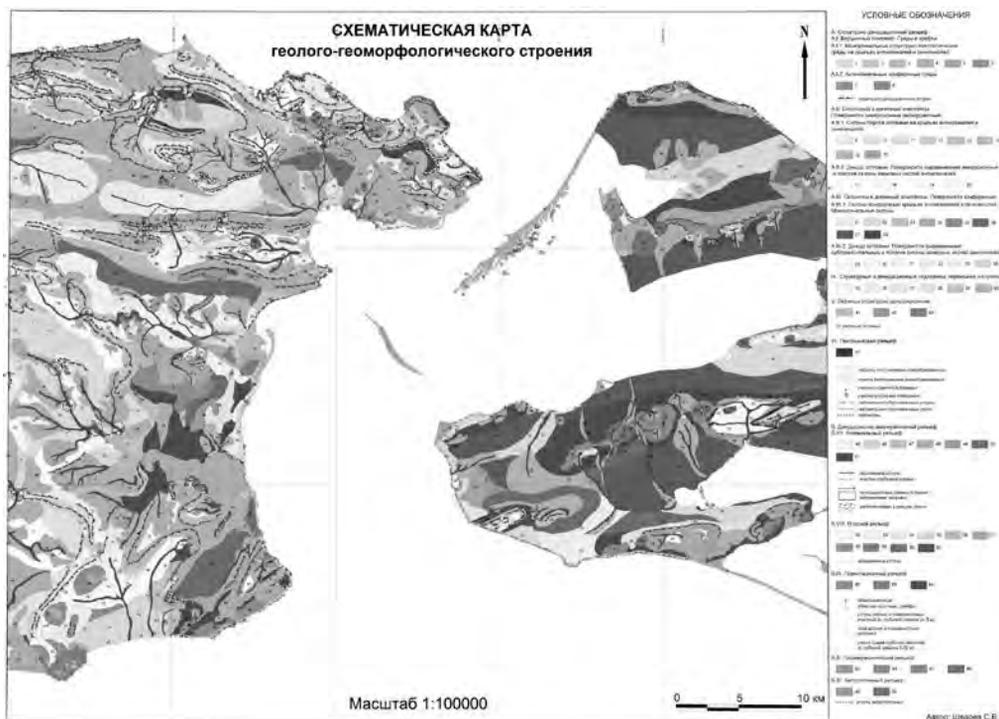


Рис. 2 Геоморфологическая карта Керченско-Таманского региона

Третий тип – согласные конформные склоны и котловины, подразделенный на а) склоны согласные бортовых участков котловин на крыльях пликативных структур и б) поверхности выравнивания конформные осевых участков котловин замковых частей синклиналей.

Четвертый тип – структурно-денудационные седловины, перемычки и ступени. К этой категории отнесены переходные структуры с разными соотношениями субстрата и рельефа и формирующиеся, как правило, в пограничных зонах между отдельными складками, например, в зонах ундуляции или дивергенции и др.

К пятому типу отнесены структурно-денудационные (структурно-литологические) останцы, представленные, главным образом, единично распространенными платообразными изолированными структурами с бронирующими пластами известняков чокракского яруса среднего миоцена или мэотического яруса верхнего миоцена. Известняковые субгоризонтальные пласты обычно сохраняются в замках синклиналей.

Шестой тип включает тектонические склоны. К тектоническим склонам отнесены прямолинейные наклонные поверхности, происхождение которых нельзя объяснить прочими причинами, как чисто экзогенной природы, так и, например, селективной денудацией экспонированных прочных пластов субстрата.

Кроме тектонических склонов на карте отмечены новообразованные террасы на участках поднятий морского дна, распространенные по северным побережьям Таманского и Керченского полуостровов, а также предполагаемый участок приподнятой тектонически обусловленной отмели к югу от основания косы Тузла. Показаны участки современных поднятий берегов, маркируемые абразионными бенчами, сложенными легко размываемыми аргиллитами, и участки современных опусканий, связанные с погружением террас и развитием аккумулятивных пляжевых образований.

В рамках денудационно-аккумулятивного рельефа выделены 3 типа: флювиальный, морской и гравитационный.

Флювиальный тип рельефа включает формы, связанные по своему происхождению с деятельностью поверхностных текучих вод. К нему отнесены эрозионные и эрозионно-оползневые склоны, а также пойменные и террасированные днища долин временных водотоков, балок.

К морскому типу рельефа отнесены абразионные и абразионно-оползневые уступы, в том числе древние, а также морские террасы предположительно чаудинского, узунларского, карангатского, нимфейского и новочерноморского возраста.

К гравитационному типу рельефа отнесены оползни, дифференцированные по глубине захвата (глубокие 5-20 м; поверхностные и мелкие 1-5 м) и относительному возрасту. Кроме того, выделены единичные проявления обвальной деятельности (не связанное с оползневыми уступами). Такие обвальные уступы и шлейфы встречаются как в береговой зоне, так и во внутриконтинентальных районах. Связаны они обычно с останцовыми известняковыми массивами.

Отдельными типами рельефа, не входящими в структурно-денудационный и денудационно-аккумулятивный комплексы являются грязевулканический комплекс, включающий вулканические постройки и их элементы, а также антропогенный тип рельефа, проявляющийся в Керченско-Таманском районе масштабными нарушениями рельефа, преимущественно техногенно-денудационными (многочисленные карьеры и каменоломни).

МОРФОМЕТРИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ПРЕДГОРНОГО КУЭСТОВОГО РАЙОНА КРЫМА

Яковлева О. Б.

Таврическая академия Крымского федерального университета им. В.И. Вернадского, Симферополь, Россия, artliberta@list.ru

MORPHOMETRIC ANALYSIS OF WESTERN PART OF THE SOUTHERN CUESTA FOREMOUNTAIN REGION OF CRIMEA

Yakovleva O.B.

Taurida Academy of V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Russia, artliberta@list.ru

Рельеф, как один из наиболее устойчивых компонентов ландшафта, оказывает влияние на формирование других компонентов, обуславливает ландшафтную дифференциацию на всех иерархических уровнях, является перераспределителем внешних потоков геофизического характера: радиационных, воздушных, поверхностного, подземного и руслового стока, переноса твердого материала. Именно рельеф и его параметры признаются наиболее важными при выделении природно-территориальных комплексов наиболее высоких классификационных рангов [1, 2].

Цель работы заключается в изучении морфометрических характеристик рельефа западной части южного предгорного куэстового района (Внутренней гряды) Крыма в окрестностях г. Бахчисарай. Данная территория отличается исключительной контрастностью рельефа, большим разнообразием ландшафтных условий, климатических пространственных градиентов, в связи с чем является удобным модельным объектом для подобных исследований. В качестве исходного материала использовалась топооснова окрестностей г. Бахчисарай масштаба 1:10 000, на основе которой с помощью программного обеспечения ArcGIS 10.0, функции Spatial Analyst была создана цифровая модель рельефа территории.

В процессе анализа были подсчитаны площади территорий, занимающих различные гипсометрические высоты. Минимальная высота составляет 182 м н. у. м., максимальная — 565 м н. у. м. Данные по распределению площадей на разных высотах представлены в табл. 1 и графически на рис. 2.

Как видно из приведенных данных, наибольшую площадь занимают высотные отметки от 320 до 390 м (в сумме около 40% территории), наименьшую — отметки от 180 до 230 м (в сумме около 3% территории) и от 530 до 570 м (в сумме около 1,5%).

Карты крутизны и экспозиции склонов строились с помощью функции Spatial Analyst и ее опции Surface analysis. В основу карты крутизны склонов легла классификация И. Д. Брауде [3], согласно которой склоны делятся на слабопо-

логие (до 1°), пологие (1-2°), покатые (2-5°), покато крутые (5-9°), крутые (9-20°), очень крутые (20-30°), чрезвычайно крутые (30-45°), обрывистые (45-70°), отвесные (70-90°).

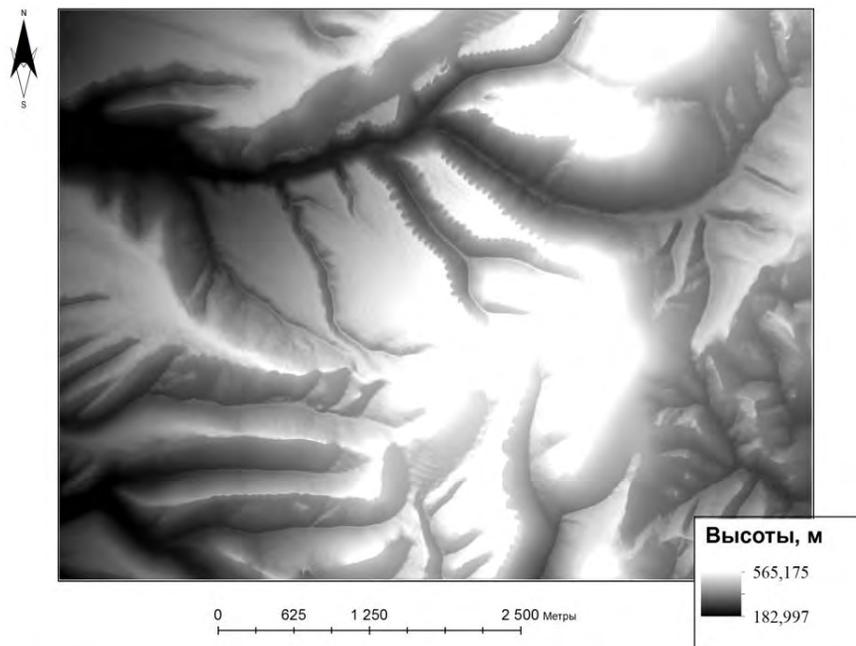


Рис. 1. Цифровая модель рельефа окрестностей г. Бахчисарай

Таблица 1

Высота, м	Площадь, кв.м	Площадь, %	Высота, м	Площадь, кв.м	Площадь, %	Высота, м	Площадь, кв.м	Площадь, %
180-190	7520	0,02	310-320	1371300	4,67	440-450	674050	2,29
190-200	144800	0,49	320-330	1553950	5,29	450-460	620125	2,11
200-210	208775	0,71	330-340	1634450	5,56	460-470	592450	2,02
210-220	270625	0,92	340-350	1740575	5,92	470-480	533925	1,82
220-230	284450	0,97	350-360	1730800	5,89	480-490	457000	1,56
230-240	437700	1,49	360-370	1618925	5,5	490-500	410650	1,4
240-250	521600	1,78	370-380	1522575	5,18	500-510	392675	1,34
250-260	627975	2,14	380-390	1467875	5	510-520	336975	1,15
260-270	714625	2,43	390-400	1197100	4,07	520-530	308975	1,05
270-280	788925	2,68	400-410	1041775	3,55	530-540	238650	0,81
280-290	902550	3,07	410-420	934375	3,18	540-550	120925	0,41
290-300	1071125	3,65	420-430	784450	2,67	550-560	49525	0,16
300-310	1288400	4,38	430-440	763000	2,6	560-570	19425	0,07

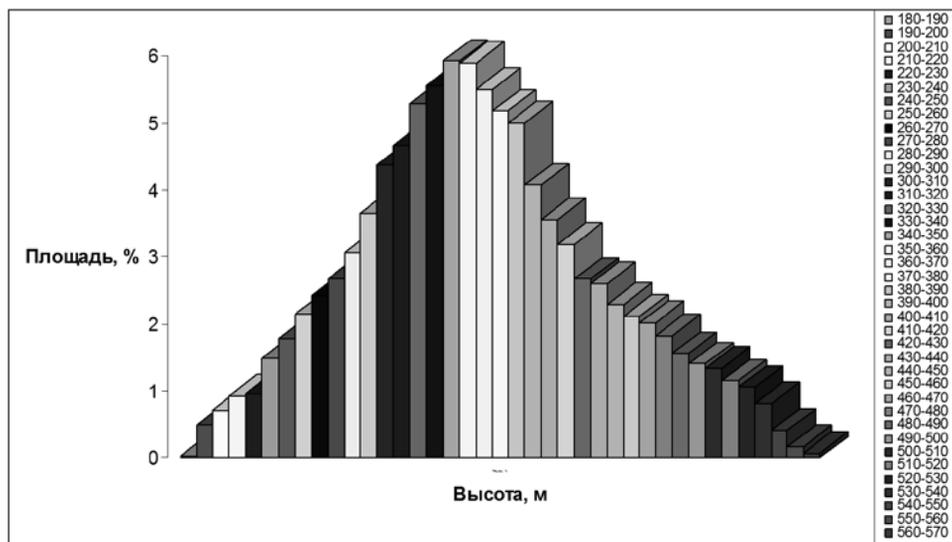


Рис. 2. Распределение площадей в зависимости от занимаемых высот

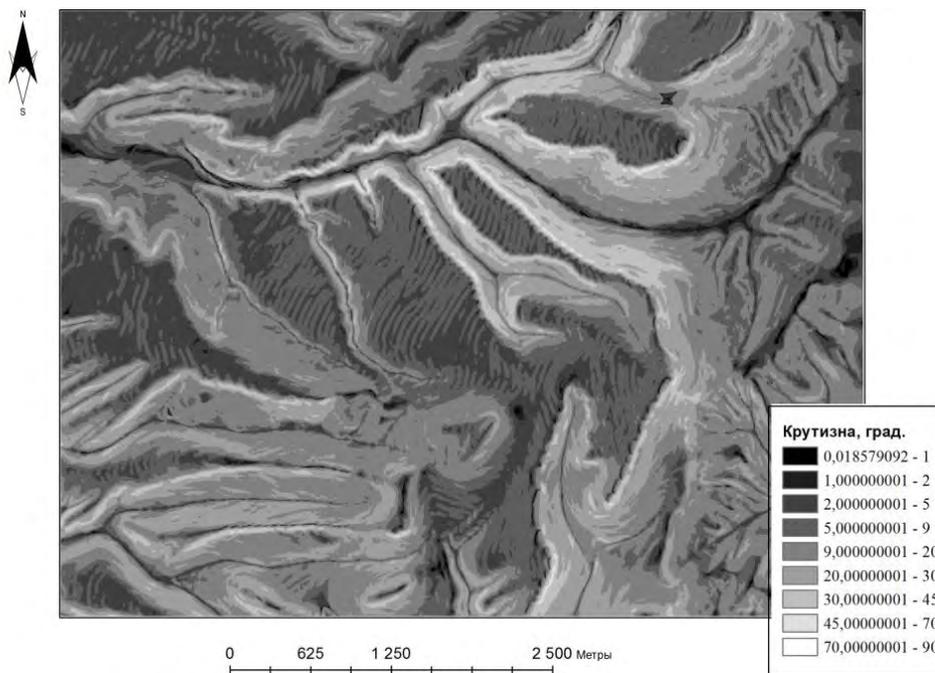


Рис. 3. Крутизна склонов окрестностей г. Бахчисарай

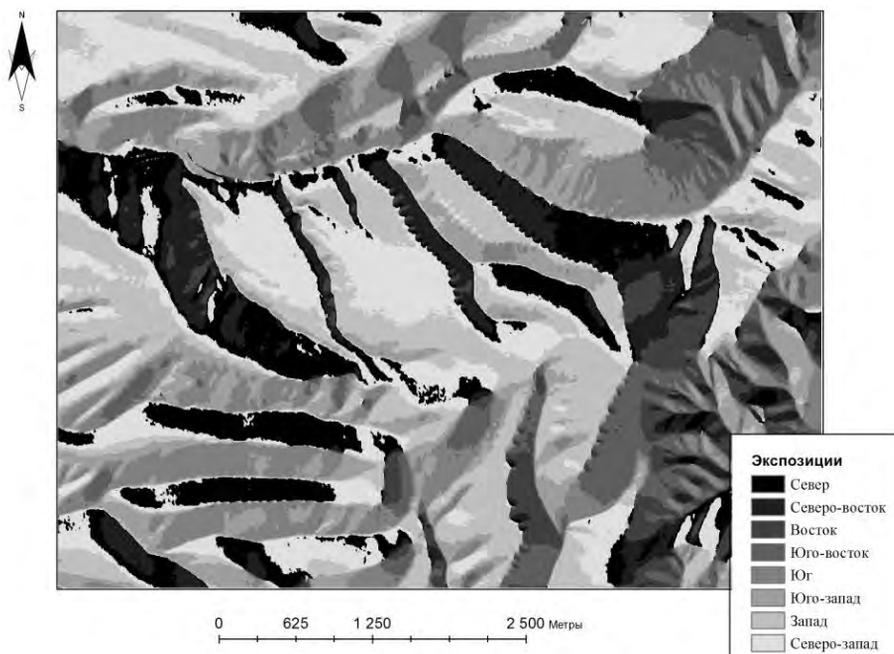


Рис. 4. Экспозиции склонов окрестностей г. Бахчисарай

Посредством наложения карт друг на друга произведен расчет распределения территории в зависимости от крутизны и экспозиции склонов, представленный в таблице 2 и на рис. 5.

Таблица 2

Экспозиция	Крутизна, град.	Площадь, %	Экспозиция	Крутизна, град.	Площадь, %	Экспозиция	Крутизна, град.	Площадь, %	Экспозиция	Крутизна, град.	Площадь, %
С	0-1	0,002	В	0-1	0,05	Ю	0-1	0,008	З	0-1	0,002
	1-2	0,005		1-2	0,07		1-2	0,2		1-2	0,3
	2-5	0,66		2-5	0,4		2-5	1,07		2-5	5,84
	5-9	1,62		5-9	0,96		5-9	1,9		5-9	8,08
	9-20	5,57		9-20	3,05		9-20	5,43		9-20	2,95
	20-30	2,54		20-30	1,64		20-30	3,24		20-30	1,05
	30-45	0,83		30-45	0,3		30-45	1,28		30-45	0,2
	30-45	0,04		30-45	0,02		30-45	0,08		30-45	0,02
70-90	0,5	70-90	0,5	70-90	0,7	70-90	0,06				
СВ	0-1	0,002	ЮВ	0-1	0,02	ЮЗ	0-1	0,03	СЗ	0-1	0,001
	1-2	0,06		1-2	0,05		1-2	0,3		1-2	0,07
	2-5	0,33		2-5	0,5		2-5	1,6		2-5	4,96
	5-9	0,73		5-9	1,24		5-9	2,2		5-9	7,48
	9-20	3,79		9-20	3,7		9-20	4,96		9-20	4
	20-30	1,8		20-30	2,37		20-30	2,13		20-30	1,39
	30-45	0,89		30-45	0,86		30-45	0,8		30-45	0,4
	30-45	0,2		30-45	0,05		30-45	0,06		30-45	0,03
70-90	0,5	70-90	0,7	70-90	0,6	70-90	0,03				

Как видно из приведенных данных, для западной части южного предгорного куэстового района в окрестностях г. Бахчисарая наиболее характерными являются покато крутые склоны западных (более 8%) и северо-западных румбов (более 7%), крутые склоны северных (более 5%), южных (более 5%), юго-западных (около 5%) румбов, покатые склоны западных (около 6%) и северо-западных румбов (около 5%). Значительную часть территории занимают крутые склоны восточных (более 3%), западных (около 3%), северо-восточных (около 4%), юго-восточных (около 4%) и северо-западных румбов (4%), очень крутые склоны северных (более 2%), восточных (около 2%), южных (более 3%), западных (более 1%), северо-восточных (около 2%), юго-восточных (более 2%), юго-западных (более 2%), северо-западных (около 1,5%) румбов. Менее значительную часть занимают покато крутые склоны северных (более 2%), южных (более 2%), юго-западных (более 2%), юго-восточных (около 1,5%) румбов, покатые (около 1,5%) и чрезвычайно крутые (около 1,5%) склоны южных румбов.

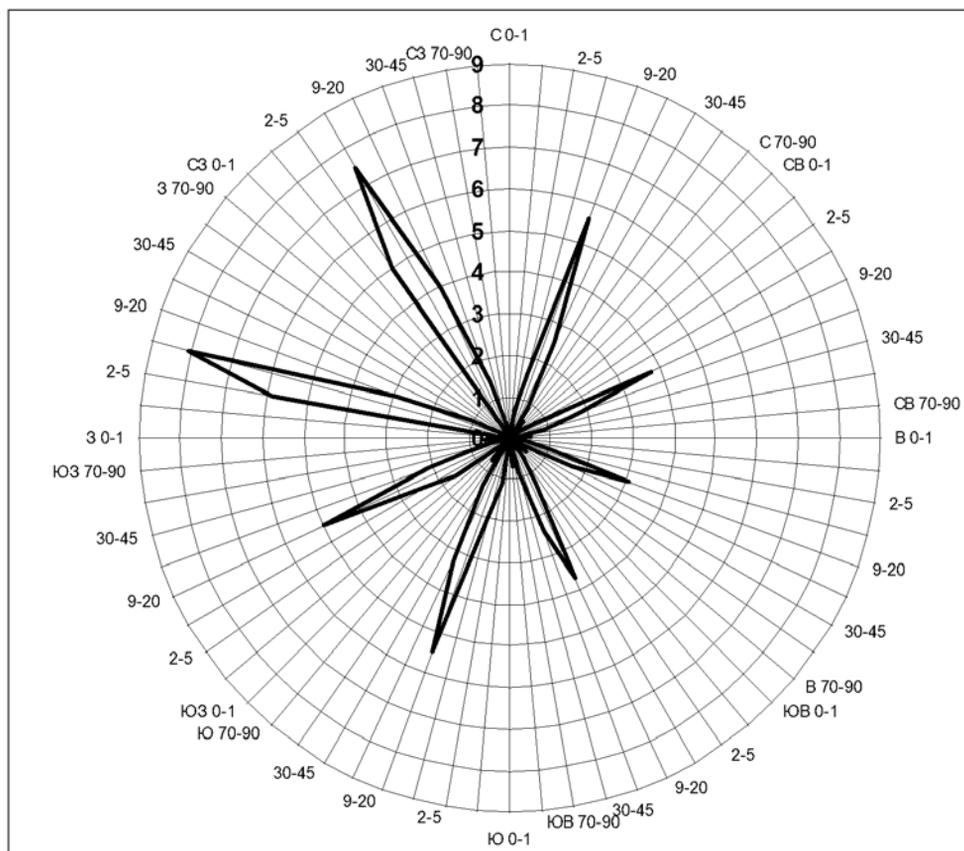


Рис. 5. Встречаемость склонов разной крутизны и экспозиции (в %)

Полученные данные свидетельствуют о том, насколько высока степень орographic контрастности и мозаичности исследуемой территории, как особенна и интересна природа куэстовых районов. Обрывистые и отвесные склоны также являются очень важным экологическим, ландшафтообразующим фактором, их значение отдельно будет рассмотрено в следующих работах. Наглядна высокая степень расчлененности рельефа района (рис. 6), обусловившая сложные гидрографические условия территории, основой для изучения которых станут полученные морфометрические данные.



Рис. 6. Вид на долины Ашлама-Дере и Кучук-Ашлама

Литература

1. Атаев З. В. Оценка роли рельефа как фактора формирования ландшафтов Северо-Восточного Кавказа /З. В. Атаев, В. В. Братков, А. А. Абдулжалимов / [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://e-koncept.ru/2014/54681.htm?download>
2. Котлов И. П. Структура рельефа Русской равнины как ландшафтообразующего фактора/И. П. Котлов, Ю. Г. Пузаченко/Труды Международной школы-конференции «Ландшафтное планирование. Общие основания. Методология. Технология». С. 1-8. [Электронный ресурс]. Режим доступа: www.sevin.ru/ecosys_services/references/Kotlov_2006_%CB%CF.pdf
3. Кузнецов М. С. Эрозия и охрана почв: Учебник / М. С. Кузнецов, Г. П. Глазунов / М.: Изд-во МГУ, 1996. С.81.

ГЛАВА 3
МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

**ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕЛЬЕФА ОСНОВНЫХ
РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ АРМЕНИИ**

Авакян А.А., Аракелян А.А., Ерицян Г.Г.

Институт геологических наук НАН РА, Ереван, Армения, avagyan@geocom.am,
alex.arakelyan@outlook.com, hayk.yeritsian@gmail.com

**HYPSONOMETRIC CHARACTERISTICS OF THE ARMENIAN MAIN RIVER
BASINS RELIEF**

Avagyan A.A., Arakelyan A.A., Yeritsian H.H.

Institute of Geological Sciences of NAS RA, Yerevan, Armenia,
avagyan@geocom.am, alex.arakelyan@outlook.com, hayk.yeritsian@gmail.com

Речные бассейны как целостные геоморфологические и территориальные единицы представляют интерес для геоморфометрических исследований и практического управления территориями. Данная публикация представляет краткое изложение результатов изучения гипсометрии основных речных бассейнов Армении с использованием существующих детальных ЦМР и современных методов их анализа, и с учетом потребностей наук о Земле, экологии, других естественных наук и практики природопользования. В работе использованы общие положения, на которых основана геоморфологическая интерпретация статистического распределения высот и его параметров, детально описанные многими авторами [1, 2].

Исследования проведены на основе ЦМР Армении, построенной авторами публикации по данным Глобальной модели рельефа ASTER (GDEM), что позволило получить новые, более точные результаты по сравнению с опубликованными ранее [3]. Была также выполнена дополнительная коррекция ЦМР, суть которой вкратце сводится к тому, что по данным топографических карт м-ба 1:50000 были добавлены цифровые слои так называемых “основных структурных элементов рельефа”. К их числу отнесены точечные (вершины, седловины, истоки, пересечения рек и др.) и линейные (тальвеги, гребни, бровки склонов) объекты земной поверхности. Указанные приемы уточнения ЦМР, ранее апробированные другими исследователями [4], повысили горизонтальную точность ЦМР и снизили погрешность оценки высотных отметок по сравнению с – геодезически измеренными. Расхождение величины площади Армении вычисленной по ЦМР с опубликованными геодезическими данными составляет 0.1%, что свидетельствует о высокой горизонтальной точности использованной ЦМР.

Статистическое исследование расхождения высотных отметок ЦМР и топографической карты масштаба 1:50000 показало, что более 90% его абсолютных величин не превышают 10м [5] и, таким образом, погрешность высотных отметок можно считать незначимой при данном исследовании, проведенном по высотным поясам с разностью высот равной 100м.

Методика исследования гипсометрических характеристик бассейнов рек основана на анализе и интерпретации параметров и графиков статистического распределения высот рельефа, вычисленных по выборочным данным, полученным по совокупности грид – ячеек ЦМР размерами в 1 дуговой градус, т.е. 30,9м*24,2м и площадью 747.78м². Графики распределения высот – гистограмма и гипсометрическая кривая, построены по высотным поясам с интервалом 100м. Для получения поинтервальных данных высот средствами ArcGIS речные бассейны разделены на полигоны, ограниченные изогипсами с разностью высот 100м, затем подсчитано число грид ячеек в каждом полигоне.

Параметры статистического распределения абсолютных высот в бассейнах рек вычислены по полной совокупности грид – ячеек, слагающих площадь бассейна, без деления их на интервалы по высоте, что повышает точность их оценки (табл. 1). Поскольку выборочные значения высотных отметок представляют равные по площади грид ячейки, то график плотности вероятности распределения высотных отметок приобретает также смысл распределения площади бассейна по высотным поясам. По той же причине средняя высота бассейна является взвешенной по величине площади, модальное значение представляет, превалирующую по занимаемой площади, абсолютную высоту бассейна, а медианное значение представляет абсолютную высоту, ниже и выше которой гипсометрически располагаются, равные по площади части бассейна.

Таблица 1

Гипсометрические параметры бассейнов основных рек Армении

Бассейны рек	Отметка устья, м	Макс. выс., м	Разн. высот	Средн. выс., м	Станд. Откл.	Мода	Медиана	Гипсом. индекс	Гипсом. интгр.
Арпа	747	3506	2759	1928.3	612.7	797	1917	0.401	0.455
Воротан	321	3566	3245	1925.8	720.3	2048	2023	0.472	0.518
Вохчи	305	3795	3490	1847.3	837.4	859	1883	0.442	0.470
Цав	319	3206	2887	1433.6	643.5	835	1385	0.386	0.408
Азат	816	3574	2758	2128.8	674.3	1637	2125	0.453	0.487
Агстев	173	3076	2903	1470.0	585.8	1684	1565	0.447	0.526
Дебед	287	3195	2908	1667.6	541.5	1589	1682	0.475	0.523
Раздан	820	3461	2641	1773.8	590.6	832	1838	0.369	0.410
Касах	817	3993	3176	1939.0	639.5	2078	2012	0.335	0.382
Севджур	804	3394	2590	1332.9	521.7	847	1179	0.205	0.233
Веди	787	3086	2299	1640.9	568.1	817	1596	0.372	0.431
Мегри	347	3772	3425	1650.2	724.2	1089	1609	0.380	0.447

Анализ статистического распределения высотных отметок выявил описанные ниже гипсометрические особенности изученных бассейнов.

Гистограммы распределения высотных отметок, как правило, имеют выраженную отрицательно асимметричную форму, существенно отличную от нормального распределения. По этому признаку изученные горные реки отличаются от описанных в литературе крупных равнинных рек, и по этой причине существующий определенный опыт содержательной геоморфологической интерпретации формы гистограммы, количественно определяемой коэффициентами ее асимметрии и эксцесса [6, 7], в данном случае не может быть применен. В то же время анализ гистограмм позволяет выделить специфические геоморфологические зоны бассейнов рек. Наиболее типичен в этом отношении бассейн р. Дебед, где выделяется высотная зона, охватывающая площадь бассейна от устья реки до высоты 900м, включающая пять высотных поясов с равномерным распределением площади. Геоморфологически эта высотная зона представляет область аккумуляции материала поверхностного сноса. Вторая часть той же ветви гистограммы в пределах высот 1100-1600м отличается высоким градиентом последовательного увеличения площади высотных поясов, что можно считать идентичным увеличению площадной эрозии и сноса, максимальная интенсивность которой наблюдается в пределах высотного пояса 1500-1600м. Правая ветвь гистограммы имеет форму закономерно ниспадающей кривой, выражающей тенденцию последовательного и резкого уменьшения площади высотных поясов по мере увеличения их абсолютных отметок. Выявленная тенденция статистического распределения представляет естественную закономерность уменьшения интенсивности поверхностного смыва от среднегорных к высокогорным областям. Центральная часть гистограммы представляет зону наиболее интенсивной эрозии, на высотах 1500 – 1800м, занимающую 30% площади бассейна.

Соотношение величин параметров статистического распределения высот также определенным образом отражает особенности геоморфологического строения речных бассейнов. В частности, при левосторонней асимметрии распределения, при развитой площади бассейна нижнего течения реки, медианное значение высоты больше средней высоты. Это служит признаком того, что большая часть бассейна гипсометрически расположена выше средней высоты. Превышение модальной высоты над средней высотой служит признаком того, что наибольший по площади высотный пояс расположен гипсометрически выше средней высоты.

Особенности строения речных бассейнов, выделенные по данным гистограммы, отражаются также на форме гипсометрических кривых (рис. 1). Их форма в основном не соответствует модели бассейна сформированного в условиях неизменного тектонического режима, при котором гипсометрическая кривая в целом, в зависимости от стадии эрозионного развития бассейна, имеет вогнутую или выпуклую, а также прямолинейную форму [2, 8]. Из изученных объектов явно выраженную вогнутую форму имеет бассейн реки Севджур, ко-

торая берет начало от родников низкогорья и протекает по Араратской равнине. Гипсометрические кривые остальных речных бассейнов имеют сложную, изменчивую форму, которую при определенном упрощении можно представить как вогнутую в верхнем течении, близкую к прямолинейной в среднем течении и выпуклую – в нижнем течении. Отчетливо выраженную выпуклую форму имеют только гипсометрические кривые бассейнов рек Агстев, Дебед, Воротан, величина их гипсометрического интеграла больше 0.5. В совокупности такие характеристики определяют бассейны с широким распространением высокогорных зон, доминированием диффузионных склоновых процессов и интенсивного массопереноса [9].

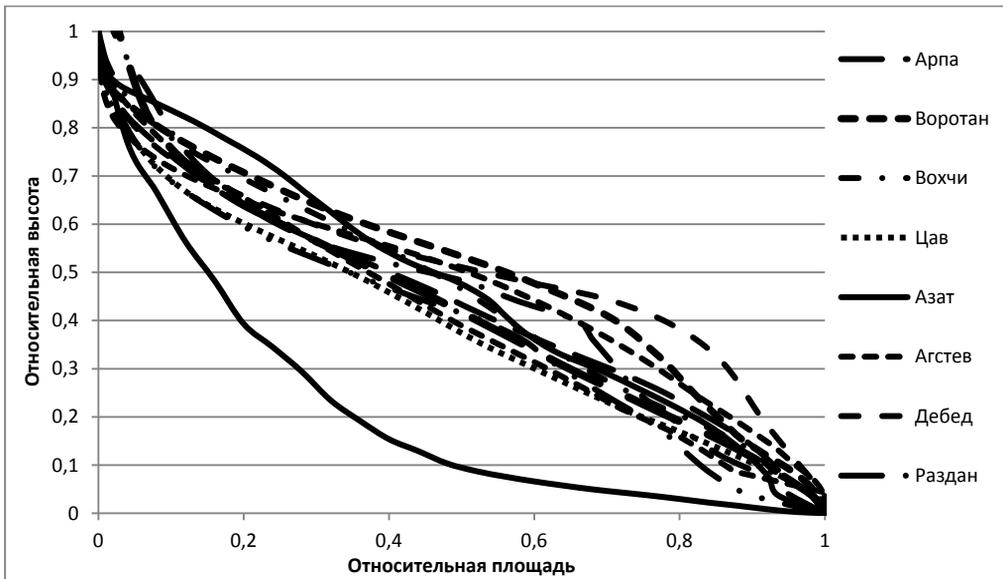


Рис. 1. Гипсометрические кривые основных речных бассейнов Армении

Гипсометрические кривые большинства изученных речных бассейнов имеют форму близкую к прямолинейной с вогнутостью в верхнем течении. Величина их гипсометрического интеграла находится в пределах 0.4-0.5. Установлены также более сложные формы кривых, по-видимому, соответствующие весьма нестабильным условиям формирования бассейнов.

Полученные данные показывают, что формирование небольших горных рек происходит в сложных условиях, затрудняющих их типизацию по морфометрическим признакам. В то же время гипсометрический анализ позволил выявить определенные геоморфологические элементы речных бассейнов.

Литература

1. Симонов Ю.Г., Борсук О.А., Спасская И.И. Морфометрия речных бассейнов. Некоторые итоги и перспективы изучения. Сб. "Новейшие методы геоморфологических исследований". М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 39-53.
2. Zavoianu I. Morphometry of drainage basins. Development in water sciences, 20, Elsevier Amsterdam - Oxford - New York - Tokyo, 1985. 250 p.
3. Авакян А.А., Ерицян Г.Г., Пилюян А.С. О высотных характеристиках Территории Армении и методах их вычисления на основе цифровой модели рельефа масштаба 1:200000. Известия НАН РА, Науки о Земле, 2010, 63 N3. с. 48-59.
4. Кошкарев А.В., Мерзляков Н.А., Чеснокова Н.В. Географические информационные системы в эколого-геоморфологических приложениях. Геоморфология, 2002, Т. 2. с. 68-79.
5. Ерицян Г.Г. Сравнение цифровой модели рельефа (ЦМР), полученных с топокарт масштаба 1:50000, 1:100000 и 1:200000 с данными SRTM, 2013. Известия НАН РА, Науки о Земле, 2013, Т. 1-2. с. 39-47.
6. Симонов Ю.Г. Морфометрический анализ рельефа. Смоленск: Изд-во Смоленского гуманитарного университета, 1998. 271 с.
7. Погорелов А.В., Думит Ж.А., Куркина Е.В. О расчете некоторых морфометрических показателей земной поверхности в бассейне р. Кубани по данным спутниковых снимков. Вестник Северо-Кавказского государственного технического университета, 2008, N4 (17), с. 10-16.
8. Pike R.J. Wilson S.E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis. Geological Society of America Bulletin, 82(4), 1971. p. 1079–1084.
9. Болтрамович С.Ф., Жиров А.Н., Ласточкин А.Н. и др. Геоморфология. М.: Изд-во Академия, 2005. 528 с.

МЕТОДИКА ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ГОРНЫХ СТРАН В СУБТРОПИКАХ И ТРОПИКАХ ПО КОСМИЧЕСКИМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ

Асоян Д.С

Институт географии РАН, Москва, Россия, ds-asoyan@yandex.ru

METHODS OF ECOGEOLOGICAL MAPPING OF MOUNTAIN AREAS IN SUBTROPICS AND TROPICS ON THE BASE OF SPACE IMAGES

Asoyan D.S.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, ds-asoyan@yandex.ru

Создание эколого-геоморфологических карт наиболее эффективно на основе анализа материалов космических съемок – ценнейших источников географической информации. Методические вопросы анализа космических снимков и кар-

тографирования опасных экзогенных процессов разработаны автором на примере тектонически активных горных стран, расположенных в различных регионально-типологических и ландшафтных условиях. Созданы оценочные эколого-геоморфологические цветные и штриховые карты на тестовые регионы преимущественно на основе анализа космических спектрозональных фотоснимков и многозональных сканерных изображений (в широтных поясах – умеренном – Кавказ, Курильские острова, в субтропическом – Чилийско-Аргентинские Анды, в тропическом – о. Куба, Сьерра-Маэстра). Теоретико-методическая проблема изучения дешифровочных признаков геообъектов – одна из главных при интерпретации космических снимков. По данным камеральных, полевых наземных и аэровизуальных исследований нами установлено, что ареалы проявлений экзогенных процессов на космических снимках обнаруживаются по косвенным – ландшафтно-индикационным признакам: морфографическим ступеням рельефа, структуре вертикальных ландшафтных зон и поясов, растительному покрову, плотности дернового покрова и в меньшей степени – литолого-стратиграфическим комплексам горных пород [1-4]. Однако вопросы о дешифровочных признаках геообъектов и процессов в горах на примере субтропиков и тропиков освещены ещё недостаточно; а, как известно, корректное определение признаков отражает достоверность результатов интерпретации космических снимков, которые, в свою очередь, во многом зависят от профессиональной подготовки оператора, особенностей его ассоциативного мышления и научной интуиции.

Дешифровочные признаки (ДП) геообъектов и результаты эколого-геоморфологического картографирования масштабов от 1:200 000 до 1:1 000 000. Следует отметить, что на картах данных масштабов в качестве критерия оценки экологической ситуации приняты проявления опасных, угрожающих и катастрофических эндо-экзогенных процессов, непосредственно определяющих условия жизни и деятельности человека, часто причиняющих значительный материальный ущерб. *Субтропический пояс. Чилийско-Аргентинские Анды и Продольная долина в пределах котловины Ранкагуа (Среднее Чили).* Используются спектрозональные космические фотоснимки, полученные с ИСЗ серии "Ресурс-Ф-1" и цветные фотоснимки с ИСЗ Shuttle (STS-60). Чилийско-Аргентинские Анды относятся к орогенам андского типа, приурочены к континентальным окраинам. Здесь проявляются высокая сейсмичность и мощный современный вулканизм. Горная система состоит из Центральной Кордильеры с абс. высотами от 2000 м и выше (действующие вулканы Сан-Хосе – 5856 м, Майпо – 5323 м) и Береговой Кордильеры (до 1300 м). Хребты разделены рифтовой асимметричной Продольной долиной с замкнутой котловиной Ранкагуа. Структура высотной ландшафтной поясности в этом регионе своеобразна и четко выражена на спектрозональном фотоснимке м-ба 1:1 000 000, увеличенном до м-ба 1:100 000. **В высокогорной ступени** рельефа на абс. высотах от 2000 м и выше в так называемом андском поясе развиты: нивальная зона с ледниками, вечными снегами; субнивальная зона, которая сменяется горными степями. На

космическом спектрозональном снимке высокогорье Центральной Кордильеры выражено почти белым однородным цветом с редкими прерывистыми контурами среди снежных полей, соответствующих отдельным частям осевых хребтов и вершин. Субнивальная зона представлена холодной горной пустыней с эпизодической растительностью или с сообществами злаков, низких трав и андских колючих кустарников (маторалль). Эта зона отображена светло-бурым цветом и мелко-перистым рисунком средних и нижних частей склонов. В этих зонах проявляются катастрофические и угрожающие гляцио-обвальные, селевые процессы и лавины. Известны современные частые и катастрофические извержения вулканов Сан-Хосе и Майпо, но они не причиняют ущерб в связи с отсутствием хозяйственного освоения. Слабая задернованность способствует развитию интенсивных селевых процессов. **В среднегорной** (1000-2000 м) и **низкогорной** (600-1000 м) ступенях рельефа произрастают жестколистные леса типа омброфитов и склерофильные леса в водораздельных частях в Береговой Кордильере. Ниже 600 м развит разреженный ксерофильный колючий кустарник, измененный под антропогенным воздействием [5]. ДП среднегорья: перисто-древовидный рисунок осевых линий хребтов и речных долин; темно-коричневый цвет изображения склонов западных экспозиций в Центральной Кордильере и более светло-коричневый цвет склонов восточных экспозиций соответствует жестколистным лесам типа омброфитов (600-1000 м). В Береговой Кордильере светло-коричневым цветом отображены склерофильные жестколистные леса. Эрозионная сеть в **низкогорье** выражен древовидным рисунком, а растительный покров – светлым зеленовато-коричневым цветом, соответствующим разреженным ксерофильным колючим кустарникам. Днище Продольной долины с котловиной Ранкагуа в основном занято сельскохозяйственными угодьями – геометрический мелкий рисунок и светло-коричневые и светло-зелёные цвета. Чётко отображена долина р. Качапоатль с разветвляющимися на рукава руслом. Развита городская, дорожная и промышленная инфраструктуры [2, см. рис. 14.6-карта].

Тропический пояс. Горы Сьерра-Маэстра, Восточная Куба. Эколого-геоморфологическая схема составлена по результатам интерпретации спектрозонального космического фотоснимка масштаба 1:200 000, полученного с ИСЗ серии “Ресурс-Ф1”. Вдоль южного побережья Восточной Кубы в зоне глубинного широтного разлома происходят резко дифференцированные неотектонические и современные движения – поднятие Сьерра-Маэстра (абс. высота Пика Туркино 1994 м) и опускание желоба Бартлетта (глубина до 8000 м), сопровождаемые частыми землетрясениями до 7 баллов. Эти особенности морфоструктуры и климатические условия сезонно-влажных тропиков с годовыми осадками до 2000 мм/год, высокими температурами 25-30°, частыми ураганами способствуют развитию интенсивного тропического экзоморфогенеза. В низких и средних блоковых горах Сьерра-Маэстра (на абс. высотах 800-1994 м) и в низкогорье (500-1000 м) склоны покрыты горными влажными тропическими лесами с высоким проективным покрытием и сомкнутостью крон древостоя. ДП

средних гор – крупно-перистый рисунок рельефа, темно-зелёный цвет – тропические леса; а мелкогорья – мелко-перистый рисунок, леса – светло-зелёный цвет. В условиях высокой степени увлажнения и густого лесного покрова формируются коры выветривания и мощный слой делювия, а в основании крутых склонов – оползни. Здесь экологическую обстановку обостряют **угрожающие и опасные** склоновые процессы средней интенсивности; на обвально-осыпных склонах крутизной 10-20° и аккумулятивных 6-10° проявляются эрозионные, обвально-осыпные процессы. Однако в этом же лесном поясе на некоторых склонах южной экспозиции, занятых разреженными лесами (светло-зеленый цвет), предположительно развиты более интенсивные склоновые процессы [2, см. рис. 14.7-карту]. По данным наземных исследований выявлены 145 оползневых образований, интенсивно развивающихся при следующих условиях: на склонах крутизной более 35° преимущественно на вулканогенно-осадочных породах, при густоте морфолинеаментов 0,3 км /км², густоте речной сети более 1,4 км/км², осадках более 1400 мм/год и нарушенном под антропогенным воздействием растительном покрове. Оползни во многих случаях приурочены к сейсмоактивным разломам [6]. Под пологом густого лесного покрова развиты тропическая солифлюкция, карст, химическое выветривание. В предгорьях и на холмогорье на абс. высотах 300-500 м (мелко-древовидный рисунок эрозионной сети) склоны заняты мезофильными полулистопадными тропическими лесами (до 400 м) и вечнозелеными лесами (400-500 м); ДП этих лесов - буровато-зеленый цвет изображения. Здесь помимо эрозионных и других процессов, развиты отмеченные выше катастрофические явления, связанные с прохождением ураганов. На равнине Кауто в целом наблюдаются **относительно безопасные процессы**. ДП – геометрический рисунок с.х. угодий (цвета угодий - в зависимости от культурных насаждений), речные долины – извилистые полосы, темно-коричневый цвет – галерейные леса вдоль берегов. Вследствие частого прохождения мощных тропических циклонов образуются катастрофические паводки в речных долинах при их выходе из гор; в результате внезапно возникают (в течение 3-4 часов) переливы масс воды и разрушительные изменения русла. При этом осаждаются флювиальные наносы, формируются валы, конуса выноса, уничтожаются сельскохозяйственные угодья [7]. Таким образом, на рассматриваемой территории угрожающий и опасный характер приобретают преимущественно оползневые процессы, линейная эрозия и процессы глубинной и боковой эрозии.

Выводы. На спектрзональных и многозональных космических снимках в горах субтропиков и тропиков, а также в изученных нами ранее горах умеренного пояса ландшафтно-индикационные признаки экзоморфогенеза идентичны, несмотря на различия природных условий. Структура вертикальных ландшафтных поясов, а в их пределах преимущественно растительный покров – одни из главных индикаторов ареалов проявлений склоновых процессов, объективно отражающих степень их интенсивности. Изученные дешифровочные признаки геобъектов позволяют облегчить и ускорить сложный мыслительный

процесс интерпретации космических снимков. Составленные на регионы Анд и Восточной Кубы эколого-геоморфологические карты имеют методическое и научное значение. Их можно также использовать в практической деятельности – при проектировании и строительстве дорог, аэродромных площадок, различных хозяйственных построек, качественной оценке земель для сельскохозяйственных угодий и посёлков и разработке туристических маршрутов.

Литература

1. Асоян Д.С. Методика эколого-геоморфологического картографирования горных стран по материалам космических съёмов // Геоморфология. 1999. № 4. С. 29-39.
2. Асоян Д.С. Оценка эколого-геоморфологической опасности по материалам космических съёмов // Рельеф среда жизни человека (Экологическая геоморфология) М.: Медиа-ПРЕСС. 2002. С. 229-245.
3. Асоян Д.С, Буланов С.А., Горбунов О.В. Эталоны фотообразов рельефа на космических изображениях // Изв. РАН, сер. геогр. 2005. № 4. С.75-82.
4. Асоян Д.С. Эколого-геоморфологическое картографирование горных стран по материалам аэрокосмических съёмов / Геоморфология и картография: матер. XXXIII Пленума геоморф. комиссии РАН. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та. 2013. С. 267-273.
5. Carta fitogeografica de Chili mediterraneo. Por: V. Quintanilla. (M.1:1 000 000), 1984 // Facultad de Ingenieria. Departamento de Ingenieria Geografica. Universidad de Santiago de Chili. 1984.
6. Эрнандес Сантана Хосе Рамон. Структурная геоморфология и современная геодинамика рельефа Юго-Восточной Кубы: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: Институт географии РАН, 1987. 24 с.
7. Манохин А.М. Рельеф Восточной Кубы и некоторые аспекты истории его развития // Землеведение. Нов. сер. 1990.Т.17 (57). С. 92-107.

**МЕТОДИКА КРУПНОМАСШТАБНОЙ ОЦЕНКИ
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ ТЕРРИТОРИИ
(НА ПРИМЕРЕ ЮЖНОГО ПОДМОСКОВЬЯ)**

Болысов С.И., Бредихин А.В., Ерёмченко Е.А., Матлахова Е.Ю. Обыденная Е.П.
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, sibol1954@bk.ru, avbredikhin@yandex.ru, eremenkoeaig@gmail.com, matlakhova_k@mail.ru, lizsemenkova@mail.ru

**COMPLEX LARGE-SCALE ASSESSMENT OF GEOMORPHOLOGICAL
SAFETY OF THE TERRITORY (ON THE EXAMPLE OF SOUTHERN
MOSCOW SUBURBS)**

Bolysov S.I., Bredikhin A.V., Eremenko E.A., Matlakhova E.Yu. Obydennaia E.P.
Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia, sibol1954@bk.ru, avbredikhin@yandex.ru, eremenkoeaig@gmail.com, matlakhova_k@mail.ru, lizsemenkova@mail.ru

В настоящее время всё больше прикладных географических задач решается с помощью комплексного подхода [1-6]. Использование интегральных оценок позволяет кратко, ёмко и в универсальной (цифровой) форме выразить разнообразные свойства объекта одним показателем. Комплексный подход к оценкам первоначально был внедрен в экономических науках, где, как и в географических науках, для характеристики объектов, процессов и состояний используются разноразмерные показатели, среди которых есть как количественные, так и качественные [7]. В последние годы методика комплексных оценок активно разрабатывается и в рамках прикладных направлений геоморфологии – на стыке экологической и инженерной геоморфологии. Для характеристики эколого-экономической эффективности природопользования с точки зрения свойств рельефа предлагается использовать комплексный показатель геоморфологической безопасности территории (ГБТ) [8]. Оценка ГБТ с использованием комплексного показателя предполагает учёт не только геоморфологических, но и других факторов и условий среды для получения интегральной характеристики территории при рассмотрении как уже существующих, так и потенциально возможных видов природопользования. Геоморфологическая безопасность понимается как состояние природно-хозяйственных систем, отражающее эколого-экономическую эффективность их функционирования с точки зрения свойств рельефа. Под эколого-экономической эффективностью подразумевается экономическая прибыль с учётом экологического ущерба (издержек на устранение/предотвращение/минимизацию ущерба и его последствий).

Основными целями оценки геоморфологической безопасности территории является определение степени её пригодности для того или иного вида природопользования, комплексная оценка геоморфологических рисков на качествен-

ном уровне, а также ранжирование и сравнение территорий между собой по результатам оценки. На основании результатов оценки (традиционно представляемых в виде карт или схем) возможна существенная оптимизация стратегического планирования в рамках территориального развития, выбор наиболее подходящих участков для разных видов природопользования, а также оптимизация хозяйственной деятельности на уже освоенных территориях для снижения предполагаемого ущерба от опасных и неблагоприятных геоморфологических процессов. Особенно актуально применение данной методики для территорий, где рельеф и геоморфологические процессы являются одним из определяющих или даже лимитирующим фактором окружающей среды для природопользования.

Оценка ГБТ всегда является целевой (выполняется для конкретного вида природопользования), может быть мелко-, средне- или крупномасштабной, включает пять основных этапов. На первом этапе производится отбор подходящих критериев, отражающих особенности территории. Среди данных показателей выделяются как в чистом виде геоморфологические (к примеру, абсолютная высота, глубина эрозионного расчленения), так и прочие (тектонические, геологические, ландшафтно-климатические и пр.). Важно отметить, что при переходе от мелкого масштаба к крупному перечень критериев частично изменяется (выделяются критерии *скользящие*, которые применяются в рамках смежных масштабов, и критерии *постоянные*, используемые исключительно для одного масштаба оценки). Далее определяется диапазон изменения каждого критерия (показателя) в пределах изучаемой области, значения ранжируются и преобразуются в балльную шкалу. На третьем этапе методом Дельфи (экспертная оценка) определяются весовые коэффициенты для каждого критерия для каждого вида природопользования. Далее проводится разделение рассматриваемой территории на элементарные выделы, для которых будет производиться оценка по выбранным критериям. В зависимости от масштаба оценки размеры выделов будут изменяться. К примеру, в крупном масштабе элементарные выделы могут соответствовать элементам рельефа, в среднем – генетическим комплексам рельефа, в мелком – морфоструктурам. На заключительном этапе осуществляется расчёт комплексного показателя ГБТ для каждого выделенного участка, логарифмическое масштабирование ряда полученных значений показателя ГБТ и, при необходимости, выделение диапазонов его изменения.

Описанная методика к настоящему времени опробована на серии ключевых участков в разном масштабе и для разных видов природопользования [8, 9]. В представленной статье рассматривается опыт применения разработанного подхода для оценки ГБТ территории северной части Подольского района Московской области. Оценка выполнена для характерных для данной территории типов природопользования – сельского хозяйства (земледелия), складского строительства, селитебного строительства и горнодобывающей промышленности (добыча грунтовых строительных материалов). Для оценки использован ряд универсальных критериев (табл. 1), в совокупности определяющий развитие спектра

геоморфологических процессов, наиболее значимых для всех рассматриваемых типов природопользования. Каждый из критериев был ранжирован и приведен к четырёх-балльной шкале.

Для учета специфики обозначенных типов природопользования (прежде всего, их различной уязвимости в отношении действия разных геоморфологических процессов) критериям были присвоены весовые коэффициенты (0,0 - 1,0]. Так, например, для земледелия наиболее важным показателем является крутизна склонов, т.к. при углах наклона поверхности более 15° происходит резкий скачок в интенсивности развития таких процессов, как, например, делювиальный смыв, который может наносить большой ущерб обрабатываемым землям. Также существенную роль играет близость к бровкам малых эрозионных форм (МЭФ) и подмываемым берегам рек. Для селитебного строительства важны такие показатели, как близость к бровкам МЭФ и подмываемым берегам рек, т.к. необходимо учитывать развитие вершинной и боковой эрозии, а также склоновых процессов. Немаловажными параметрами являются, кроме того, строение геологического разреза и уровень грунтовых вод, особенно для многоэтажного строительства, а также амплитуда высот в пределах участка. Для складского строительства геологические особенности территории, возможно, несколько менее существенны, в отличие от особенностей рельефа. Для горнодобывающей промышленности основную роль играет наличие ресурсов для добычи и техническая возможность её осуществления, которая зависит и от геологического строения территории, и от геоморфологического строения. Такой показатель, как характер растительного покрова, является важным для всех видов природопользования, т.к. он косвенным образом характеризует возможность развития и интенсивность многих геоморфологических процессов, например, - дефляции на субгоризонтальных и слабонаклонных поверхностях, делювиального смыва на склонах, блокового смещения грунта.

Результаты расчета показателя ГБТ отображены на четырех картах (для каждого из рассмотренных типов природопользования). Поле распределения значений интегрального показателя ГБТ отражает характерные закономерности изменения интенсивности процессов морфолитогенеза с изменением морфологии рельефа, геологического строения и гидрогеологического режима территории в виде, удобном для восприятия потребителем данной информации, а именно - частными землепользователями и землевладельцами. Комплексная оценка рельефа с использованием разработанной методики позволяет наглядно продемонстрировать влияние сложной совокупности условий и факторов рельефообразования на ожидаемую эффективность природопользования.

Таблица 1

Критерии крупномасштабной оценки геоморфологической безопасности территории

Природа свойства	Учитываемый показатель	Диапазон изменения показателя	Балл	Весовой коэф-т для земледелия	Весовой коэф-т для селитебного строительства	Весовой коэф-т для складского строительства	Весовой коэф-т для горнодобычи	
Свойства обстановки рельефа (внутренние свойства системы)	Крутизна склона	Менее 2°	4	0,25	0,15	0,1	0,2	
		2-15°	3					
		15-35°	2					
		Более 35°	1					
	Преобладающая форма склонов	Субгоризонтальная поверхность	4	0,2	0,05	0,1	0,05	
		Рассеивающая	3					
		Прямая	2					
		Собирающая	1					
	Близость к бровкам МЭФ и подмываемым берегам рек	Удалённость от бровки более 50 м	Расстояние до бровки или вершины малой эрозионной формы менее 50 м	4	0,1	0,2	0,2	0,1
			Отсутствуют признаки современной эрозии в малой эрозионной форме, склоны стабильны; в русле – тенденция к аккумуляции (выпуклые берега излучин)	3				
			В малой эрозионной форме наблюдаются признаки склоновых процессов и эрозии в русле; спрямленные участки русел рек без проявления боковой эрозии	2				
			Наблюдаются признаки глубинной и боковой эрозии в малых эрозионных формах, интенсивная боковая эрозия в русле	1				
	Амплитуда высот в пределах элементарного выдела	Менее 2 м	4	0,25	0,25	0,2	0,1	
От 2 до 5 м		3						
От 5 до 10 м		2						
Более 10 м		1						
Уровень грунтовых вод	Круглогодично пониженный (в среднем – более 10 м)	Крайне редко повышенный (в среднем – 5-10 м) –	4	0,05	0,1	0,15	0,25	
		Стабильно повышенный в период весеннего снеготаяния и во время обильных дождей (в среднем – 5-10 м)	3					
		Круглогодично повышенный (зеркало грунтовых вод находится на глубине 0-5 м)	2					
		Строение геологического разреза	4					0,1
Отсутствие слабых грунтов (карстовых, органогенных, проса-	1							

Продолжение таблицы 1

Природа свойства	Учитываемый показатель	Диапазоны изменения показателя	Балл	Весовой коэф-т для земледелия	Весовой коэф-т для селитебного строительства	Весовой коэф-т для складского строительства	Весовой коэф-т для горнодобычи
	за до глубины 10 м (наличие факторов, осложняющих строение геологического разреза)	дочных, набухающих, водонасыщенных, техногенных, засоленных и пр.) в разрезе					
		Наличие слабых грунтов (карстующихся, органогенных, просадочных, набухающих, водонасыщенных, техногенных, засоленных и пр.) в разрезе на глубине более 5 м	3				
		Наличие слабых грунтов (карстующихся, органогенных, просадочных, набухающих, водонасыщенных, техногенных, засоленных и пр.) в разрезе на глубине от 2 до 5 м	2				
		Слабые грунты (карстующиеся, органогенные, просадочные, набухающие, водонасыщенные, техногенные, засоленные и пр.) залегают с поверхности	1				
Характер растительного покрова		Поверхность полностью задернована и залесена (широколиственный лес с подлеском, вторичные леса с подлеском и пр.)	4	0,05	0,05	0,05	0,05
		Поверхность задернована (луг, сенокос), с редкими деревьями или кустарниками	3				
		Поверхность частично задернована и залесена (сосновый лес, ельник-мертвопокровник и пр.)	2				
		Заболоченные территории, участки с нарушенным растительным покровом	1				

Литература

1. Битюкова В.Р. Эволюция Региональной структуры экологической ситуации в России 1990-2008 гг. Часть 1. Методика комплексной оценки экологической ситуации // Экология и промышленность России. 2010. № 9. С. 2-9.
2. Битюкова В.Р., Кириллов П.Л. Методы комплексной оценки региональных различий экологической напряженности в России // Региональные исследования. 2011. № 1. С. 56-69.
3. Готванский В.И., Лебедева Е.В. Влияние природных и антропогенных факторов на напряженность геоморфологических процессов на Дальнем Востоке. Геоморфология. 2010. №2. С.26-36.
4. Злотина Л.В., Чалов Р.С. Интегральная оценка экологического состояния Европейской территории России / Проблемы оценки экологической напряженности Евро-

пейской территории России: факторы, районирование, последствия. М., Изд-во географического фак-та, 1996. С 117-123.

5. Лихачева Э.А., Шварев С.В., Аникина Н.В. Геоморфологическая оценка территориальных ресурсов Новой Москвы // Геоморфология 2015, №1, с. 77-87.

6. Панин А.Н., Тикунов В.С., Фурщик М.А. Геоинформационное обеспечение туризма в России: Подходы, методы, технология. М., 2014. 80 с.

7. Азгальдов Г.В., Райхман Э.П. О квалиметрии. Издательство стандартов. Москва. 1973. 172 с.

8. Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. Подходы к оценке геоморфологической безопасности территорий // Вопросы географии. Сб. 140. Современная геоморфология. Изд. дом "Кодекс" М, 2015. С. 29–55.

9. Болысов С. И., Бредихин А. В., Еременко Е. А. Комплексная оценка геоморфологической безопасности России для целей хозяйственного освоения // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. ФКУ Центр Антистихия МЧС России Москва, 2015. С. 74–85.

ОСНОВНЫЕ ПРИНЦИПЫ ВЫБОРА КРИТЕРИЕВ ПРИ РАЗНОМАСШТАБНОЙ ОЦЕНКЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ БЕЗОПАСНОСТИ

Болысов С.И., Бредихин А.В., Ерёменко Е.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический факультет, Москва, Россия, sibol1954@bk.ru,
avbredikhin@yandex.ru eremenkoeaig@gmail.com

BASIC PRINCIPLES OF CRITERIA SELECTION WITHIN THE FRAMEWORK OF COMPLEX ASSESSMENT OF GEOMORPHOLOGICAL SAFETY

Bolysov S.I., Bredikhin A.V., Eremenko E.A.

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russia,
sibol1954@bk.ru, avbredikhin@yandex.ru, eremenkoeaig@gmail.com

Комплексная оценка геоморфологической безопасности территории (ГБТ) является необходимым и важным этапом в стратегическом планировании рационального и эколого-экономически эффективного природопользования. Наряду с другими примерами использования комплексного подхода в экономических [1] и географических [2-4] исследованиях, она является новым способом отражения геоморфологических знаний для решения прикладных (преимущественно, негеоморфологических) задач. Комплексная оценка ГБТ может быть выполнена как для освоенных территорий (для разных видов природопользования), так и для регионов, слабо затронутых хозяйственной деятельностью. Кроме то-

го, результаты комплексной оценки ГБТ могут быть использованы при изменении ведущих трендов территориального развития, в частности, при планировании смены ведущего типа природопользования. Суть оценки ГБТ для целей природопользования заключается в разделении изучаемой территории на районы (участки, выделы), в пределах которых эколого-экономическая эффективность хозяйственной деятельности будет разной в связи с разными затратами на минимизацию геоморфологических рисков и/или устранение негативных последствий геоморфологических процессов (возмещение ущерба).

Методика комплексной оценки ГБТ, разработанная на кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, основана на существующей тесной связи условий и факторов рельефообразования с геоморфологическими процессами. При расчете интегрального показателя ГБТ учитываются факторы и условия рельефообразования, которые определяют характерный для территории спектр действующих и/или возможных геоморфологических процессов. Такая методика оценки позволяет на качественном уровне учесть не только реальные, но и потенциальные геоморфологические риски, что невозможно сделать при оценке отдельных геоморфологических процессов. К настоящему времени методика комплексной оценки ГБТ опробована на серии разномасштабных регионов для разных видов природопользования [5-7]. Полученные результаты показывают удобство и объективность интегральной оценки рельефа с использованием комплексного подхода и, в то же время, являются доступными и понятными широкому кругу потребителей геоморфологической информации (частных землепользователей, министерств, ведомств и пр.), т.к. интегральный показатель ГБТ выражается в численном виде.

В работах, посвященных разработке и апробации методики комплексной оценки ГБТ на серии ключевых участков (территорий разного размера и с разной структурой землепользования), неоднократно подчеркивалась важность обоснованного выбора элементарного территориального выдела (элементарной территориальной единицы оценки), а также составления перечня критериев (условий и факторов рельефообразования) для выбранного масштаба оценки [5].

При комплексной оценке ГБТ на этапе выбора элементарной территориальной единицы должен использоваться геоморфологический принцип, т.е. границы выдела должны являться геоморфологическими. Размер же выдела и ранг геоморфологических границ, разделяющих соседние выделы, определяются, прежде всего, масштабом оценки. При крупном масштабе оценки ГБТ (крупнее 1:200 000) в качестве элементарных территориальных выделов могут выступать формы и элементы рельефа, при этом, чем крупнее масштаб, тем больше будет выделов, соответствующих элементам рельефа (граням). При среднемасштабной оценке ГБТ (1:200 000 – 1:1 000 000) в качестве границ элементарных территориальных единиц будут выступать геоморфологические границы более высокого ранга. Это могут быть (в зависимости от масштаба оценки и особенностей рельефа территории) границы речных бассейнов (линии водораздела), гра-

ницы морфологических или морфогенетических комплексов рельефа. При мелкомасштабной оценке (мельче 1:1 000 000) элементарные территориальные выделы будут соответствовать геоморфологическим единицам наиболее высокого ранга (например, морфоструктурам или их крупным частям, комплексам морфоструктур, объединенным по какому-либо принципу и пр.). Необходимо подчеркнуть важность геоморфологического принципа при выборе границ выделов, поскольку именно такой подход позволяет обоснованно разделять территории с разными наборами факторов и условий рельефообразования, как следствие, разными спектрами присущих геоморфологических процессов и разной интенсивностью морфолитогенеза в целом. При выборе принципа выделения элементарной территориальной единицы всегда следует отталкиваться от масштаба оценки (выделы должны быть хорошо различимы на карте выбранного масштаба и, в то же время, не быть излишне крупными). Кроме того, необходимо учитывать специфику типа природопользования, для которого выполняется оценка. Например, при среднемасштабной оценке геоморфологической безопасности трубопроводного транспорта возникает необходимость учета не только эрозионной расчлененности в целом (густоты и глубины расчленения), но и, при масштабе близком к крупному, местоположения крупных эрозионных (овражно-балочных) систем.

От размера и принципа выделения элементарной территориальной единицы во многом зависит и спектр критериев (условий и факторов рельефообразования), используемых при расчете интегрального показателя ГБТ для конкретной территории и вида природопользования. С увеличением масштаба оценки перечень используемых частных показателей свойств рельефа и обстановки рельефообразования существенно изменяется: общая тенденция заключается в уменьшении количества учитываемых свойств рельефа (прежде всего, морфометрических) в пользу увеличения числа учитываемых свойств обстановки рельефообразования. При этом выделяются критерии *скользящие*, которые могут быть использованы в рамках смежных масштабов, и критерии *постоянные*, используемые исключительно для одного масштаба оценки. При этом важно подчеркнуть постоянство перечня критериев, используемых при оценке ГБТ для разных видов природопользования. Специфика требований каждого вида природопользования к природной среде (а значит, и к свойствам рельефа) учитывается путем введения весовых коэффициентов [5, 7].

При определении перечня учитываемых критериев (показателей свойств рельефа и обстановки) необходимо исходить из следующих принципов: 1) критерии (отдельно или в комплексе) должны влиять на развитие рельефа (в частности, геоморфологические процессы); 2) критерии не должны обнаруживать тесной корреляции друг с другом (коэффициент корреляции не должен превышать 0,5); 3) критерии должны быть обеспечены надежными данными (следует выбирать такие показатели, информация о которых имеется в необходимом масштабе, т.е. не более мелком, чем масштаб оценки).

В таблице приводится пример перечня критериев, учитываемых при разных масштабах оценки. Более половины критериев являются скользящими, т.е. могут быть использованы при оценках в смежных масштабах. Однако итоговый перечень, используемый для конкретной оценки, формируется исходя из принципов, перечисленных выше, и, безусловно, зависит от ранга геоморфологических границ, ограничивающих элементарные выделы.

Таблица

Матрица скользящих и постоянных критериев, учитываемых при разномасштабных оценках ГБТ (пример). Скользящие критерии выделены заливкой

Частные критерии (показатели)	Крупный масштаб	Средний масштаб	Мелкий масштаб
Свойства рельефа			
Форма склона	+	-	-
Близость к бровкам малых эрозионных форм и руслам рек	+	-	-
Амплитуда высот в пределах элементарного выдела	+	+	-
Крутизна склона (или средняя крутизна склонов)	+	+	-
Средняя абсолютная высота	-	+	+
Средняя глубина эрозионного расчленения	-	+	+
Средняя густота эрозионного расчленения	-	+	+
Свойства обстановки рельефообразования			
Литологический состав грунтов, залегающих с поверхности (в зависимости от неразмывающих скоростей, контактной прочности и пр.)	+	-	-
Строение геологического разреза (наличие осложняющих факторов – специфических грунтов на разной глубине)	+	+	-
Положение и динамика уровня грунтовых вод	+	+	-
Эрозионный индекс осадков	-	+	+
Коэффициент увлажнения	-	+	+
Сейсмичность	-	+	+
Литологический и петрографический состав грунтов, залегающих с поверхности	-	-	+
Наличие и температура многолетнемерзлых пород	+	+	+
Характер растительного покрова	+	+	+

Следующим шагом при комплексной оценке ГБТ является выделение категорий изменения каждого из показателей (выявление диапазона изменения показателя в пределах территории и деление его на отрезки, соответствующие разной степени влияния на геоморфологические процессы и, как следствие, эффективность природопользования). На этом этапе, наряду с масштабом оценки,

проявляется влияние общего характера рельефа оцениваемой территории. Например, при мелкомасштабной оценке федерального уровня (для территории России в целом) диапазон изменения средней абсолютной высоты составил от минус 28 м до более 2500 м и был разделен на четыре категории [5]. В то же время, при проведении среднемасштабной оценки территории республики Дагестан или Алтай диапазон можно использовать тот же, а в случае оценки равнинной территории (например, Московской или Ростовской области) необходимо существенное сужение диапазона изменения абсолютных высот.

Таким образом, выбор территориальной единицы при комплексной оценке ГБТ и формирование перечня критериев, учитываемых при расчете интегрального показателя ГБТ, должны выполняться специалистом (геоморфологом) с учетом основных принципов, обозначенных выше. По результатам апробации разработанной методики на серии разномасштабных примеров можно заключить, что использование единого перечня критериев для оценки в любом масштабе невозможно. Для каждого из трех масштабных уровней оценки может быть использован собственный перечень учитываемых показателей, диапазон изменения каждого из которых будет определяться спецификой общего строения рельефа территории (в частности, для горных или равнинных условий категории следует выделять по-разному).

Литература

1. Азгальдов Г.В., Райхман Э.П. О квалиметрии. Издательство стандартов. Москва, 1973. 172 с.
2. Битюкова В.Р., Кириллов П.Л. Методы комплексной оценки региональных различий экологической напряженности в России // Региональные исследования. 2011. № 1. С. 56-69.
3. Лихачева Э.А., Шварев С.В., Аникина Н.В. Геоморфологическая оценка территориальных ресурсов Новой Москвы // Геоморфология 2015, №1, с. 77-87.
4. Панин А.Н., Тикунов В.С., Фурщик М.А. Геоинформационное обеспечение туризма в России: Подходы, методы, технология. М., 2014. 80 с.
5. Болысов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. Подходы к оценке геоморфологической безопасности территорий // Вопросы географии. Сб. 140. Современная геоморфология. — Изд. дом "Кодекс" М, 2015. С. 29–55.
6. Болысов С. И., Бредихин А. В., Еременко Е. А. Комплексная оценка геоморфологической безопасности России для целей хозяйственного освоения // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. ФКУ Центр Антистихия МЧС России Москва, 2015. С. 74–85.
7. Еременко Е.А., Беляев Ю.Р., Болысов С.И., и др. Геоморфологическая безопасность территорий сельскохозяйственного назначения (на примере северной части Подольского района Московской области) // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Всерос. конф. VII Щукинские чтения. М.: МАКС Пресс. 2015. С. 564–568.

ВОЗМОЖНОСТИ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ОРДИНАЦИИ ГЕОМОРФОСИСТЕМ НА ОСНОВЕ ЭМПИРИЧЕСКИ ОБЪЕКТИВНОЙ ИНФОРМАЦИОННО-МАТЕМАТИЧЕСКОЙ 3D МОДЕЛИ ГЕОМЕТРИЧЕСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

Варшанина Т.П., Корецкий В.В., Плисенко О.А., Теплоухов С.В., Шехов З.А.

Адыгейский государственный университет, Майкоп, Россия, vtp01@mail.ru

POSSIBILITIES FOR THE AUTOMATED GEOMORPHOSYSTEM ORDINATION BASED ON EMPIRICALLY OBJECTIVE INFORMATION-MATHEMATICAL 3D MODEL OF RELIEF GEOMETRIC SURFACE

Varshanina T.P., Koretskiy V.V., Plisenko O.A., Teploukhov S.V., Shekhov Z.A.

Adyghe State University, Maikop, Russia, vtp01@mail.ru

Конфигурация геометрической поверхности рельефа является результатом преобразования в термодинамических условиях дневной поверхности первичных форм, возникающих в результате тектонических движений в реальной геологической среде. Формирующиеся при этом элементарные геометрические формы несут информацию с одной стороны об интенсивности и знаке тектонических и иных движений, реологических свойствах и устойчивости слагающих пород, с другой – об интенсивности экзогенных процессов, обусловленных, в первую очередь, приходящей солнечной радиацией, а также иных морфоклиматических факторов и их физико-географических следствий. Поэтому разработанная А.Н. Ласточкиным [1] структурно подобная и эмпирически объективная элементаризация геометрических поверхностей рельефа, по сути отображающих величину всех факторов рельефообразования – это шаг в будущее формализации его закона и прогнозирования. Информационно-математическое моделирование 3D геометрической поверхности рельефа и на его основе сборка сопряжённых по вертикали поля тектонических напряжений, литоморфной структуры и морфоклиматических параметров позволят выявить онтологически связанные единицы элементов поверхности рельефа и структуры эндогенного и экзогенного полей.

Исследования производятся на примере бассейн малой реки Сахрай ориентированного меридионально, характеризующегося среднегорным рельефом с отметками высот от 1000 до 2500 м, расположенного в пределах Сахрайско-Блыбской горст антиклинали, сложенного известняками, аргиллитами и песчаниками триаса; аргиллитами алевролитами и песчаниками юры; плагиогнейсами, амфиболитами и слюдяными сланцами протерозоя. Исследуемый участок по морфоклиматическому районированию относится к области холодно-

умеренного гумидного климата. Характеризуется преобладанием гидрометеорологических процессов и явлений, обусловленных трансформацией воздушных масс в рельефе и местной циркуляцией. Отличается обильным увлажнением, недостаточной и слабой теплообеспеченностью (сумма температур выше $+10^{\circ}\text{C}$ составляет 1800-2800°), периодом с отрицательной среднесуточной температурой воздуха продолжительностью 2-4 мес., повторяемостью зим с неустойчивым снежным покровом – 32-40%. Климат способствует развитию физического выветривания, флювиальных процессов на склонах, лишённых растительности, селей, формированию карстовых форм рельефа в областях распространения водорастворимых пород, провоцирует оползневые процессы, зимой – лавины.

С помощью информационно-математической экспертной модели автоматизированной классификации элементарных поверхностей рельефа по методу А.Н. Ласточкина [1] на территории бассейна реки Сахрай выделены поверхности первого уровня (рис. 1).

Укрупненный алгоритм построения информационно-математической модели рельефа включает несколько этапов. Для обеспечения аналитической обработки горизонталей для них строится математическая модель в результате аппроксимации NURBS кривыми 4-го порядка. На следующем этапе авторским алгоритмом производится выделение особых точек рельефа, расположенных на горизонталях, затем с помощью продукционной системы производится построение основных каркасных линий рельефа – гребней и килей. Построенные основные каркасные линии рельефа дополняются линиями выпуклых и вогнутых перегибов склона. На основе полученных структурных линий рельефа, с использованием продукционных правил экспертной системы, формируются элементарные поверхности рельефа. Для каждой из элементарных поверхностей создается соответствующая структура данных в объектно-реляционной базе данных и строится её 3D геометрическая модель с помощью аппроксимации каждой элементарной поверхности поверхностью Безье [2]. Каждую выделенную элементарную поверхность характеризуют пять основных геоморфологических параметров: абсолютная высота, уклон, вертикальная и горизонтальная кривизна, экспозиция (рис. 1).

Исследованы возможности классификации их в поверхности более высокого уровня – геоморфосистемы как совокупности элементарных поверхностей. Геоморфосистема представляет образованную в результате дифференцированных геодинамических и литодинамических рельефообразующих процессов естественную делимость ЗП, характеризующуюся относительно однородной на всей ее площади (равной) экспозицией по отношению к нисходящим и сублатеральным потокам вещества и энергии и к потоку прямой солнечной радиации [3, с. 642]. Таким образом, понятие «геоморфосистема» ограничено следующими условиями – это участок земной поверхности квазиоднородный по специфике и интенсивности рельефообразующих процессов».

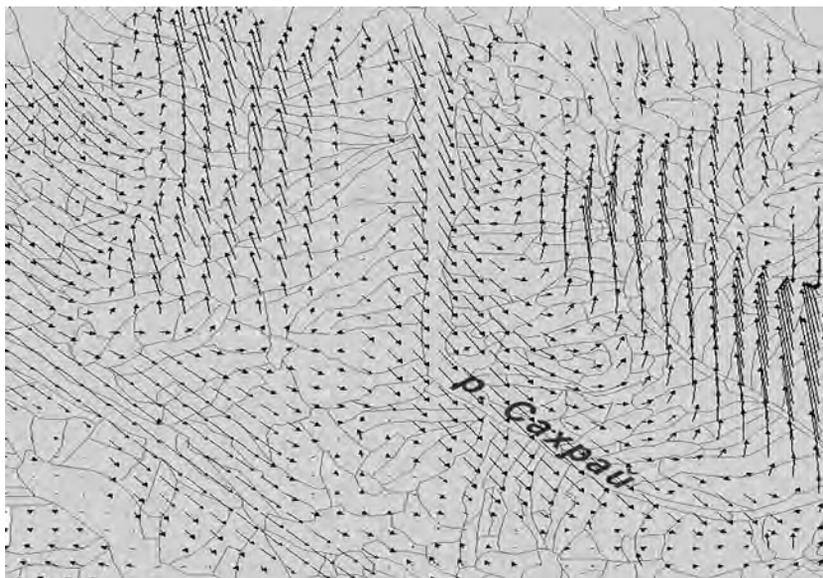


Рис. 1. Отклассифицированные элементы 3D геометрической поверхности рельефа участка бассейна р. Сахрай

Рассматривая условия лимитирующие выделение границ геоморфосистем необходимо принимать во внимание установленные эмпирическим путём положения. Так, в морфодинамической трактовке рельефообразующие процессы в системе рельефа связаны в первую очередь с кинематическими особенностями литодинамических потоков [3, с. 642]. Следовательно, необходимо принять во внимание то, что формирующий форму склонов ближний перенос литодинамических потоков осуществляется от гребня к местному базису эрозии. Интенсивность протекания склоновых процессов зависит от параметров уклона, вертикальной и горизонтальной кривизны. Например, предлагаются следующие геотопологические ряды соответствующие направлению нарастания интенсивности склоновых процессов [4]:

Крутизна склонов: $0-6^\circ < 7-30^\circ < 31-45^\circ < \text{более } 45^\circ$;

Кривизна в профиле: вогнутые < прямолинейные < выпуклые;

Кривизна в плане: выпуклые < прямолинейные < вогнутые.

Так как существует эмпирически обоснованное мнение, что литодинамические потоки, имея глубинный характер, тем не менее, фиксируются на дневной поверхности посредством анализа взаимодействия эндогенных и экзогенных сил [5], необходимо к перечисленным параметрам добавить градации экспозиции склонов и сравнительную величину тектонического напряжения. Последняя величина вычисляется авторским методом структурной маски энергетических географических полей (рис. 2) [6, 7].

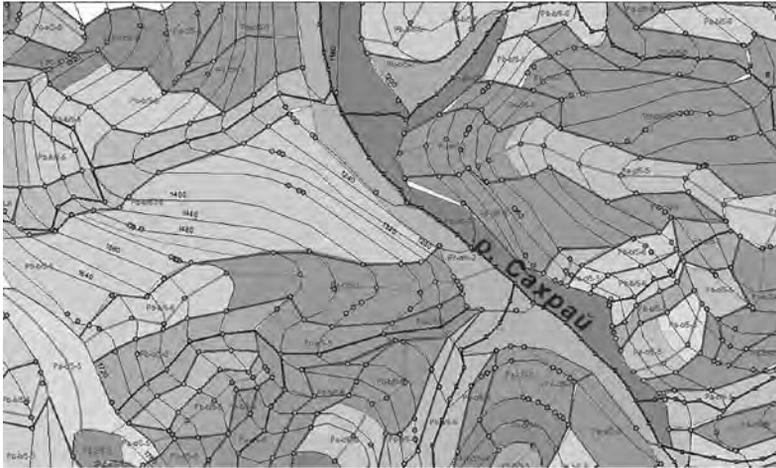


Рис. 2 Структура поля тектонического напряжения, отображённая наибольшим градиентом мощности разностного слоя между базисными поверхностями второго и первого порядков методом структурной маски энергетических географических полей [7].

Принимая во внимание перечисленные положения, предлагается порядок действий процесса сборки элементарных поверхностей в геоморфосистемы (рис. 3).

1. Кластеризация элементарных поверхностей по их принадлежности первичным тектоническим формам рельефа по параметрам градаций высоты, уклона и экспозиции склонов.
2. Кластеризация поверхностей в пределах первичных тектонических форм по вертикальной и горизонтальной кривизне.
3. Вычисление в пределах выделенных геоморфосистем направления и величины градиента тектонического напряжения.
4. Вычисление в пределах выделенных геоморфосистем направления и величины градиента суммарной солнечной радиации.
5. Кластеризация выделенных геоморфосистем по направлению и величине градиентов полей тектонических напряжений и солнечной радиации.
6. Сравнительный геотопологический анализ выделенных геоморфосистем и геоморфологическое районирование.

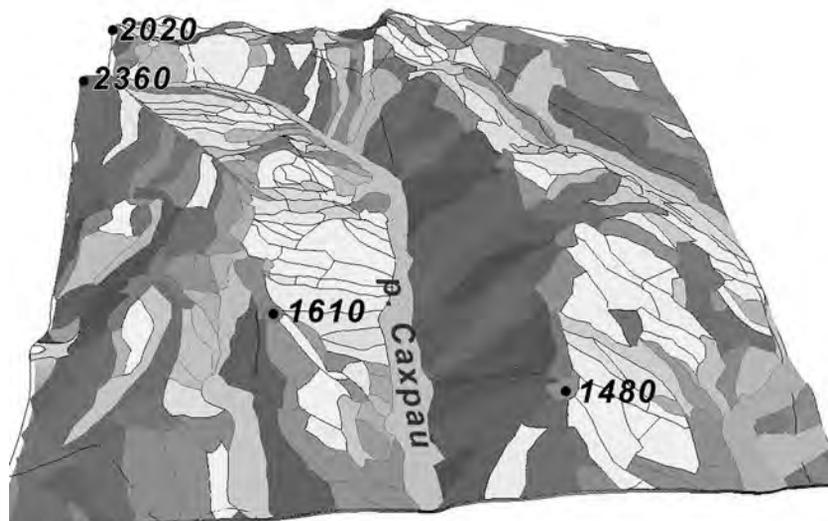


Рис.3 Отклассифицированные поверхности второго уровня – геоморфосистемы

Литература

1. Ласточкин А. Н. Системно-морфологическое основание наук о Земле (геотопология, структурная география и общая теория геосистем). СПб.: Изд-во НИИХ СПбГУ, 2002. 762 с.
2. Плисенко О.А. Разработка интегрированной экспертной системы для распознавания структурных линий рельефа. Вестник Адыгейского государственного университета. Серия «Естественно-математические и технические науки». Майкоп: Изд-во АГУ, 2014. Вып. 4(147), с. 196-206.
3. Ласточкин А. Н. Общая теория геосистем. СПб.: Изд-во «Лема», 2011. 980 с.
4. Жиров А.И Щавель Н.И. Инженерно-геоморфологические исследования на системно-морфологической основе. Колл. монография Прикладная геоморфология на основе общей теории геосистем. СПб. 2008. С. 244-270.
5. Лапин П.С. Глубинный характер рельефообразующих процессов и размещение месторождений нефти и газа в пределах сибирских увалов. Нефтегазовое дело. 2014, т. 12, № 4, с. 8-11.
6. Варшанина Т.П. Разработка хорошо структурированной модели геопространства на основе метода структурной маски энергетических геополей. Вестник Адыгейского государственного университета. Серия «Естественно-математические и технические науки». Майкоп: Изд-во АГУ, 2012. Вып. 4 (110),с. 176-179.
7. Варшанина Т.П. ГИС научных исследований процессов изменчивости геосистем. Вестник Адыгейского государственного университета. Серия «Естественно-математические и технические науки». Майкоп: Изд-во АГУ, 2014. Вып. 4 (147),с. 176-179, с. 207-214.

КАРТА БАССЕЙНОВЫХ ГЕОСИСТЕМ ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ⁹

Веденеева Е.А., Ермолаев О.П., Мальцев К.А., Мухарамова С.С., Харченко С.В.
Казанский федеральный университет, Казань, Россия, oyermol@gmail.com

MAP OF THE EUROPEAN RUSSIA BASIN GEOSYSTEMS

Vedeneyeva E.A., Yermolaev O.P., Maltsev K.A., Muharamova S.S., Kharchenko S.V.
Kazan Federal University, Kazan, Russia, oyermol@gmail.com

Европейская часть России (ЕЧР) расчленена густой сетью рек. Бассейны рек являются наиболее удобной операционно-территориальной единицей географического анализа этой огромной территории. До настоящего времени на ЕЧР нет электронной карты бассейнов малых рек, которая могла бы выступать основой для анализа территории современными информационными технологиями. В этой связи, целью наших исследований являлось создание автоматизированными средствами электронной векторной карты речных бассейнов Европейской части России. Эта карта может служить основой для установления зависимостей формирования и функционирования малых речных систем и их водосборов от ландшафтно-географических условий территории, картографирования закономерностей стока рек, оценки степени антропогенной нагрузки на бассейны. Объектом исследования выступают малые речные бассейны (водотоки первого порядка в заданном масштабе). При картографировании принят региональный уровень пространственной детальности, соответствующий масштабу 1:1 000 000.

В настоящее время существует целый ряд продуктов, полученных в рамках различных проектов, и представляющих собой модели водосборных бассейнов (сетки бассейнов рек) того или иного территориального охвата и имеющих открытый доступ. Такие продукты могут отличаться по целевому назначению, по детальности сети (характеризуемой либо средней площадью бассейнов, либо порядком потока), по степени открытости данных и пр. Говоря об открытых продуктах, прежде всего, следует назвать такие зарубежные проекты, как HydroSHEDS, CCM и Ecrins, WBD [1-3 и др.]. Среди отечественных продуктов электронные векторные карты бассейнов малых рек созданы лишь на отдельные регионы ЕЧР, в частности, на Приволжский федеральный округ [4, 5].

В то же время, анализ зарубежных и отечественных продуктов по картам речных бассейнов такого масштаба свидетельствует об отсутствии удовлетворительных аналогов на всю территорию ЕЧР. Для выделения границ бассейнов необходимо было выбрать глобальную цифровую модель рельефа (ЦМР) удовлетворительного качества. На сегодняшний день рельеф исследуемой территории представлен несколькими глобальными моделями, имеющими открытый

⁹ Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект №15-17-10008)

доступ: GTOPO30, SRTM, Aster GDEM и GMTED2010. Существуют и другие модели рельефа глобального охвата, однако они распространяются на коммерческой основе и поэтому в нашей работе не рассматривались. В рамках обоснования выбора модели рельефа были проведены тестовые построения границ бассейнов для двух участков: в таежной и степной ландшафтных зонах, каждый размером около 360 000 км². В пределах этих участков границы бассейнов строились с использованием обозначенных выше моделей рельефа, после чего сравнивались между собой и с геопозиционированными растрами топографических карт масштабов 1:1 000 000 и 1:200 000. Результаты показали вполне удовлетворительное качество и малое отличие границ, построенных по различным ЦМР на хорошо расчлененных, возвышенных равнинах. Для слабо расчлененных низменных равнин качество сильно снижалось. Поэтому данным территориям было уделено особо пристальное внимание, поскольку они в пределах ЕЧР занимают большие пространства. В результате сравнительного анализа экспертно оценено, что для таких сложных, с точки зрения автоматизированного построения границ, условий рельефа правильно выделенные бассейны составляют: 33 % по AsterGDEM2, 50 % по SRTM (90 м), 54 % по GTOPO30 и 60 % по GMTED2010. Таким образом, на рассмотренных нами тестовых участках наилучший результат в пределах низменного пластового рельефа показывает модель GMTED2010 (Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010). Параметры рабочего растра (регулярной сетки, покрывающей в проекции исследуемую территорию), используемого для представления исходных данных, проведения модельных расчетов и представления результатов, подбирались в ходе ряда экспериментов. В результате был выбран размер ячейки 200 × 200 м, а общий размер обрабатываемых растров составил 130 000 000.

На основе скорректированной модели рельефа и растровой модели гидрографической сети проведено построение границ бассейнов рек на всю территорию исследования и построена соответствующая электронная векторная карта. Границы выделялись в автоматическом режиме по алгоритму, реализованному в программном продукте Whitebox GAT. Предварительно выполнялась серия тестовых расчетов в пределах участков с различными условиями рельефа. Выделение бассейнов проведено планарно, то есть выделялись не только бассейны мелких рек (в принятом масштабе это были водотоки первого порядка), но и их межбассейновые пространства. На данном этапе потребовалось и решение ряда технологических задач, связанных с большим объемом обрабатываемых массивов данных (растров), увеличение ресурсов вычислительной техники.

Для оценки качества получаемого результата особое внимание уделено точности выделения границ бассейнов. Для этого анализировались различные ошибки - артефакты автоматического выделения. Для верификации точности выделения границ бассейнов было выбрано 6 участков с различными морфогенетическими типами рельефа в пределах Республики Татарстан, Белгородской и Курской областей. Для этих территорий экспертно (то есть, традиционно ручным способом) по топографическим картам определялись (а затем векторизова-

лись) границы бассейнов рек. Далее ГИС-средствами сопоставлялись объекты (бассейны одних и тех же рек), полученные автоматическим методом и экспертно. Оценивалось как совпадение площадных характеристик, так и «правильность» геометрии границ. По результатам работы установлено, что на выбранных тестовых участках средняя разница показателя площади бассейнов, выделенных автоматически и экспертно, составила 3,6%. Для участков со слабо расчлененным, низменным рельефом эта ошибка не превышает 5%, а на участках с относительно расчлененным, возвышенным – около 2%. Такое качество автоматического построения границ бассейнов для созданной картографической модели можно считать вполне удовлетворительным.

Таким образом, для территории Европейской части России впервые создана электронная карта речных бассейнов первого порядка в масштабе 1:1 000 000. Эта карта представлена векторным слоем полигональных объектов. Всего на карте выделено 63 553 бассейна рек, включая их межбассейновые пространства. Площади бассейнов сильно колеблются (среднеквадратичное отклонение 9800). Минимальная площадь составляет 0,3 км², максимальная- 1951,1 км², средняя - 68 км², а 99% квантиль равна 459 км².

В докладе также рассматриваются вопросы создания геоинформационной системы на полученную сетку речных бассейнов, структура этой ГИС. Приводятся результаты геоморфометрического анализа территории ЕЧР на основе бассейнового подхода.

Выделенные бассейновые геосистемы являются операционно-территориальными единицами, относительно которых создается геопространственная база данных, характеризующих природно-ресурсный потенциал территории Европейской части России.

Литература

1. Lehner B., Verdin K., Jarvis A. New Global Hydrography Derived From Spaceborne Elevation Data // EOS, TRANSACTIONS, AMERICAN GEOPHYSICAL UNION. 2008. 89(10). pp. 93-94. doi:10.1029/2008EO100001.
2. Lehner B. HydroBASINS. Global watershed boundaries and sub-basin delineations derived from HydroSHEDS data at 15 second resolution. Technical Documentation Version (with and without inserted lakes). [Электронный ресурс]. http://hydrosheds.org/images/inpages/HydroBASINS_TechDoc_v1c.pdf.
3. Vogt J.V., Colombo R., Paracchini M.L., de Jager A., Soille P. CCM River and Catchment Database, Version 1.0. // Report EUR 20756 EN, European Commission - Joint Research Centre, Ispra, 2003. 30p. [Электронный ресурс] <http://agrienv.jrc.ec.europa.eu/publications/pdfs/CCM1-Report-EUR20756EN-2003.pdf>.
4. Мальцев К.А., Ермолаев О.П. Использование цифровых моделей рельефа для автоматизированного построения границ водосборов // Геоморфология. 2014. № 1. С.45-53.
5. Ermolaev O.P., Mal'tsev K.A., Ivanov M.A. Automated Construction of the Boundaries of Basin Geosystems for the Volga Federal District // Geography and Natural Resources, 2014, Vol. 35, No. 3, pp. 222-228. doi:10.1134/1875372814030044.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОЯВЛЕНИЯ И ДИНАМИКИ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ДОЛИНЕ Р. ОКИ В ЕЕ СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Водорезов А.В., Воробьев А.Ю., Кривцов В.А

Рязанский государственный университет им. С.А. Есенина, Рязань, Россия,
a.vorobyov@rsu.edu.ru

METHODOLOGY OF STUDYING THE SPECIAL ASPECTS OF DEVELOPMENT AND DYNAMICS OF EXOGENIOUS GEOMORPHOLOGICAL PROCESSES IN THE OKA RIVER MIDSTREAM IN LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE

Vodoresov A.V., Vorobyov A.Y., Krivtsov V.A.

S.A. Yesenin Ryazan State University, Ryazan, Russia, a.vorobyov@rsu.edu.ru

При изучении особенностей проявления и динамики экзогенных геоморфологических процессов в долине р. Оки в ее среднем течении в позднем плейстоцене и голоцене применялись как традиционные для геоморфологии, так и нетрадиционные методы.

1. Сбор и обобщение фондовых и опубликованных материалов.

В геологических фондах были отобраны, обобщены и проанализированы данные бурения для всей изученной территории, всего 2600 скважин. Из соответствующих отчетов (более 100) отобраны материалы, характеризующие особенности геологического строения и развития территории, гидрогеологические и инженерно-геологические условия, в т.ч. особенности проявления современных экзогенных процессов.

2. Анализ карт и материалов дистанционного зондирования.

При изучении морфологических особенностей долины Оки на изученном ее участке использовались топографические карты масштаба 1:200000, составленные по картам масштаба 1:100000, издания 1980-1986 годов. Они же послужили основой для составленной нами геоморфологической карты [1], включающей и характеризуемой в работе участок окской долины.

При изучении морфологических особенностей поймы (при выделении участков поймы разных морфологических типов, останцов надпойменных террас в их пределах) использовались карты масштаба 1:25000 (съёмка 1957,58 г.г.) с сечением горизонталей через 2,5 м. Эти же карты использовались при оценке интенсивности эрозийного расчленения коренных склонов долины и уступов надпойменных террас.

При изучении изменений планового положения русла Оки использовались карты разных масштабов, изданные в разное время, в том числе: схематичная среднемасштабная (в 1 дюйме 10 верст, что соответствует масштабу 1:420 000)

карта Рязанского наместничества, изданная в 1792 г; карты масштаба 1:84 000 из атласа Менде, изданного в 1850 г; карты масштаба 1:100 000, составленные по материалам съемки 1938-40 годов масштаба 1:50 000, обновленные в 1980-м году; карты масштаба 1:100 000, составленные по материалам съемки 1957-58-х годов масштаба 1:50 000 и обновленные в 1986 г.

При изучении мезорельефа в пределах надпойменных террас (выделении наиболее крупных ложбин, гряд, котловин, западин, массивов бугристых песков), при оценке параметров поймы, радиуса кривизны, высоты и шага излучин, а также при оценке масштабов антропогенного морфогенеза на террасах и в пойменной части долины использовались топографические карты масштаба 1:100 000.

При детальном изучении ряда ключевых объектов (мезо – и микроформ рельефа поймы, склоновых оврагов, оползневых участков склонов и др.) использовались топографические карты масштаба 1:10 000.

Космические снимки применялись при изучении мезорельефа надпойменных террас и поймы. Использовались космические снимки ресурса Google Earth Explorer разрешением 14,25 м (*LandSat ETM +, 2000г*) и 2,0 м (*Orbview, Guickbird с 2003г*). С их помощью уточнялись границы участков сегментно-гривистых поймы разных генераций и других типов поймы, положение перекрытых пойменными отложениями древних русел Оки и ее притоков, а также параметры их излучин, положение и размеры грив, массивов бугристых песков, ложбин и западин на поверхности надпойменных террас.

Анализ космических снимков с учетом информации, полученной с топографических карт масштаба 1:25 000, позволил составить предварительный вариант геоморфологической карты пойменной части долины Оки масштаба 1:100 000, на которой были выделены участки различных морфологических типов, участки поймы, видоизмененные в процессе хозяйственной деятельности, активно развивающиеся эрозионные уступы. Кроме того, анализ этих снимков позволил получить данные о плановом положении и размерах мезоформ рельефа, осложняющих поверхность надпойменных террас (ложбин, верей (грив) и западин).

3. Анализ данных, полученных в результате визуальных наблюдений и аэрофотосъемки с тепловых аэростатов

Визуальные наблюдения и фотосъемка поверхности поймы проводились с теплового аэростата с высоты от 100 до 1000м на спаде половодья и в конце лета в 2011-2015 годах. Полеты на воздушном шаре во время разлива Оки позволили уточнить морфологические особенности поймы на участке от Солотчи до Спасска-Рязанского, выявить особенности размещения участков поймы, не затопляемых при среднем по величине подъеме воды в Оке. Полеты в конце лета в условиях межени позволили уточнить положение естественных обнажений на подмываемых участках поймы, наличие или отсутствие в их пределах погребенных почвенных горизонтов, места появления новых оползней и промоин в пределах правого коренного борта долины Оки.

4. Геоморфологическое картирование долины Оки и примыкающих к ней участков в масштабе 1:200 000 – 1:100 000.

Геоморфологическая карта масштаба 1:200 000 на территорию Рязанской области впервые была составлена в 1998 г В.А. Кривцовым. Она явилась одним из результатов выполненного им регионального геоморфологического анализа центральной части Русской равнины [1]. Эта карта включала практически весь характеризуемый в данной работе участок долины Оки. В последующие годы, по мере изучения собственно долины Оки на ее рязанском участке, эта карта уточнялась и детализировалась. С 2008 г. началась работа по составлению геоморфологической карты масштаба 1:100 000 пойменной части долины Оки и примыкающих к ней участков коренных склонов долины и надпойменных террас. Карта составлялась с учетом данных, полученных с топографических карт масштаба 1:25 000, анализа крупномасштабных космических снимков, фотосъемки поверхности с аэростата с высоты от 100 до 1000 м в 2011-2015 гг. и результатов собственных полевых исследований. Последние включали изучение морфологических и морфометрических особенностей мезо – и микроформ рельефа, осложняющих поверхность поймы, изучение особенностей строения толщ рыхлых отложений, вскрывающихся в уступах поймы, надпойменных террас и склонов. Были изучены практически все естественные и искусственные обнажения аллювиальных отложений (более 300) и отложений иного генезиса в уступах надпойменных террас и коренных склонов (более 100), вскрывающиеся на изученном участке долины, протяженность которого составляет около 374 км.

5. Изучение особенностей проявления и динамики современных рельефообразующих процессов на ключевых участках в пойменной части долины, на надпойменных террасах и склонах.

Используя имеющийся опыт [2], современные скорости накопления пойменного аллювия мы оценивали за период с 1986 (с момента чернойбыльской аварии) по 2013 год путем определения глубины залегания слоя, в котором отмечается скачок активности Cs137. На участках поймы различных морфологических типов, на разном удалении от русла образцы до глубины 30 см отбирались с интервалом 1,0 см. Анализ образцов проводился на гамма-спектрометре «Мультирад» в лаборатории геохимии ландшафтов при кафедре физической географии РГУ им. С.А. Есенина [4].

Скорости накопления пойменного аллювия на этапах, предшествовавших современному, оценивались путем изучения особенностей его строения в подмываемых рекой эрозионных уступах. В частности, выделялись погребенные почвенные горизонты, имеющие региональное развитие, определялась глубина их залегания, мощность самих почвенных горизонтов и разделяющих их толщ пойменного аллювия, время образования соответствующих почвенных горизонтов по C14 (датирование образцов проводилось в лаборатории Института географии РАН, г. Москва). Зная мощность горизонтов пойменных отложений, разделяющих датированные почвенные горизонты, удалось оценить среднюю

скорость осадконакопления в эпохи, разделявшие стадии почвообразования. В отдельных случаях удалось подсчитать количество слоев, слагающих толщу пойменных отложений. На ряде участков под толщей пойменного аллювия удалось обнаружить линзы старичных илов и торфяников, содержащих остатки деревьев, что позволило определить возраст погребенных органических остатков (по С14 в лаборатории Института географии РАН) и соответственно время формирования перекрывающих их пойменных отложений и среднюю скорость их накопления.

Оценка величины осадконакопления в 2014, 2015 и 2016 гг. проводилась путем установки ковриков в поперечниках, пересекающих прирусловые отмели, участки примыкающих к руслу сегментно-гривистых пойм и расположенные за ними участки выровненной поймы. Резиновые рифленые коврики размером 40 на 40 см, устанавливались поздней осенью. Они закреплялись с помощью штырей длиной до 20 см, снимались вместе с наилком после спада половодья. В 2013 г. было установлено 60 ковриков, в 2014 г. – 80, в 2015 г. – 100 штук.

Для оценки величины отступления эрозионных уступов в вершинах излучин за одно половодье, поздней осенью (перед ледоставом) на определенном расстоянии от уступов устанавливались реперы. Расстояние, на которое отступил берег, оценивалось после прохождения руслоформирующих расходов и перед очередным ледоставом.

Начало периода формирования толщи переветренных песков и формирования эолового рельефа на останцах первой надпойменной террасы, расположенных в пойме Оки, оценивалось по возрасту культурного слоя и сопряженного с ним погребенного почвенного горизонта (датировки по С14), вскрывающегося под толщей переветренных песков.

Особенности проявления и динамика склоновых процессов изучались в ходе специальных полевых исследований. К 1998 г. были выделены оползневые участки коренных склонов долины, а также участки склонов, моделируемые процессами массового смещения материала и линейной эрозией. Начиная с 1998 г. на четырех участках правого коренного склона долины, в пределах которых активно развиваются оползневые процессы – у Дядьковского затона, у села Троица, на городище «Старая Рязань» и у села Фатьяновка, ведутся регулярные наблюдения за развитием оползней. Три раза в год, в апреле, в начале июля и в конце октября, отслеживаются изменения, произошедшие на склонах. На других оползневых участках наблюдения за развитием оползневых процессов осуществляются один раз в три года. Интересные данные о развитии оползневых процессов на склонах долины Оки, принимавших часто катастрофический характер, были получены в фондах музея-заповедника «Рязанский Кремль».

На двух участках склонов массового смещения материала осенью 2014 г. буром геолога пройдены линии скважин глубиной 1,5 м, которые были заполнены толченым красным кирпичом. Вскрытие скважин намечено на 2017 г. Особо обследовались участки склонов, расчленяемые густой сетью склоновых оврагов

и промоин. В их пределах отмечались свежие промоины, тенденции развития промоин и оврагов, заложившихся ранее.

6. Оценка масштабов антропогенного морфолитогенеза в долине Оки производилась с учетом накопленного ранее опыта [3].

Изучение антропогенного морфолитогенеза включало комплекс работ направленных на получение информации об особенностях и масштабах его проявления. Для разного рода антропогенных образований учитывались следующие показатели:

- для линейно-сетевых объектов (мелиоративных каналов и канав, дорог всех типов, дамб): 1) общая протяженность; 2) занимаемая ими площадь; 3) объем изъятых или отсыпанных материалов (информация получена с карт масштаба 1:100000 и крупнее, с крупномасштабных космических снимков и в результате обследования соответствующих форм и комплексов форм рельефа на местности);

- для участков добычи торфа и песка: 1) отработанная площадь; 2) средняя глубина отработки; 3) объем выемки;

- для селитебных участков: 1) площадь застройки; 2) плотность застройки; 3) объем перемещенных грунтов и конструкционных материалов на единицу площади (тыс. м³/км²);

- для распахиваемых участков: 1) площадь (устанавливалась по топокартам, космическим снимкам, данным землепользователей); 2) размеры микроформ, появляющиеся при вспашке, устанавливались на местности; 3) объем переворачиваемого при вспашке грунта (для упрощения подсчетов мощность пахотного слоя принята в 0,25 м);

- для реликтовых фортификационных сооружений: 1) площадь; 2) мощность культурного слоя; 3) размеры фортификационных сооружений; 4) объем перемещенных материалов (основным источником информации служили археологические отчеты и наблюдения на местности).

Отдельно для поймы и надпойменных террас оценивались: а) доля площади антропогенной морфоскульптуры; б) показатель антропогенного морфогенеза - величина, выражаемая отношением объема перемещенных грунтов к площади соответствующей территории, тыс. м³/км²; в) показатель антропогенной денудации – объем почвогрунтов, изъятых при прокладке дренажных каналов и канав, добыче полезных ископаемых, в тыс. м³; г) показатель антропогенной аккумуляции – объем почвогрунтов и конструкционных материалов, в тыс. м³, уложенных в тело создаваемых положительных форм антропогенного рельефа.

Литература

1. Кривцов В.А. Рельеф Рязанской области (региональный геоморфологический анализ). Рязань: Изд-во РГПУ им. С.А. Есенина, 1998. 195 с.
2. Голосов В.Н. Исследования аккумуляции наносов на речных поймах // Геоморфология, 2009. №4. С. 2-4.

3. Водорезов А.В., Кривцов В.А. Антропогенная трансформация рельефа на территории Рязанской области и ее роль в формировании современных ландшафтов. Рязань: Изд-во Рязанского государственного университета, 2005. 219 с.

4. Кривцов В.А., Воробьев А.Ю. Особенности пространственной организации и формирования локальных морфологических комплексов в пределах поймы реки Оки на ее рязанском участке // Вестник Рязанского государственного университета. 2014. № 1/42. С. 141-154.

О МЕТОДИКЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ¹⁰

Ермолаев О.П.¹, Рысин И.И.^{1,2}, Голосов В.Н.^{1,3}, Зайцева М.Ю.²

¹Казанский федеральный университет, Казань, Россия, oyermol@gmail.com

²Удмуртский государственный университет, Ижевск, Россия, rysin@udsu.ru,
zaytseva_geo@mail.ru

³Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва,
Россия, gollossov@gmail.com

ON THE METHOD OF GALLY EROSION MAPPING IN THE EAST OF THE RUSSIAN PLAIN

Yermolaev O.P.¹, Rysin I.I.^{1,2}, Golosov V.N.^{1,3}, Zaytseva M.Y.²

¹Kazan Federal University, Kazan, Russia, oyermol@gmail.com

²Udmurt State University, Izhevsk, Russia, rysin@udsu.ru, zaytseva_geo@mail.ru

³Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia, gollossov@gmail.com

В лесных, лесостепных и степных агроландшафтах гумидных равнин умеренного пояса Земли в спектре склоновых экзогенных процессов значительное место занимает овражная эрозия [1]. Согласно ранее проведенным исследованиям восток Русской равнины является своеобразным “полюсом эрозии”. Вместе с тем, ранее составленные карты овражной эрозии отличаются высокой степенью генерализации. Это связано с тем, что при создании таких карт на территорию бывшего СССР и ее отдельные регионы густота овражной сети определялась по топографическим картам разных масштабов (1:420 000, 1:1:100 000, 1:50 000 и 1:25 000) [2-7 и др.]. Картографирование проводилось по ключевым участкам на основе предварительно проведенного экспертного районирования.

Вместе с тем, сопоставление полученных ранее результатов с натурными наблюдениями и материалами дешифрирования аэрофотоснимков крупного масштаба показало, что топографические карты далеко не в полной мере отражают

¹⁰ Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект №15-17-20006)

пространственную картину развития оврагов. Связано это с генерализацией картографического изображения. Как показало сопоставление измерений протяжённости овражной сети, произведенные по аэрофотоснимкам и крупномасштабным картам, для разных территорий показатели овражности могут отличаться от данных, полученных по крупномасштабным картам от 50-60% до 200-300% [8]. Методика идентификации оврагов по аэрофотоснимкам для региона исследования хорошо разработана [9-12 и др.].

С появлением после 2000-х гг. в открытом доступе материалов космической съемки Земли высокого и сверхвысокого временного и пространственного разрешения (1.65 – 0.4 м) на большие площади суши Земли открылись хорошие перспективы картографирования и мониторинга овражной эрозии. При дешифрировании оврагов и промоинной сети используется объектно-ориентированный анализ снимков, методы пиксельной идентификации и самоорганизующихся нейронных сетей [13-16 и др.]. Исследователи отмечают необходимость верификации результатов такого анализа на основе полевых исследований и с привлечением аэрофотоснимков. Кроме того, необходимо создание региональных дешифровочных эталонов в связи со значительной вариабельностью плановых форм оврагов, сложностью идентификации стареющих оврагов в гумидных ландшафтах [15] из-за растительности и густой речной и балочной сетью.

Основной целью данного исследования является анализ пространственного распространения и динамики изменений заовраженности территории востока Русской равнины по материалам дистанционного зондирования Земли средствами геоинформационных технологий. Заовраженность территории исследования определялась по показателю густоты овражного расчленения. Эти значения привязывались к операционно-территориальным единицам, в качестве которых выступали так называемые элементарные бассейны. Границы бассейнов выделялись по картам 1:50 000 и 1:100 000 масштаба. Затем они были перенесены на карту 1:200 000 и векторизованы. Каждый бассейн имеет ряд характерных признаков: код территории, номер, географическую привязку, координаты, уникальный идентификатор. Все показатели, характеризующие либо саму овражную эрозию, либо функционирование процесса, были также привязаны к бассейнам. Общегеографический электронный слой включает разреженную речную сеть, основные города каждого субъекта РФ и административные границы. В качестве средств ввода информации использовалось несколько программных продуктов: EasyTrace, DigitMap и его утилиты (при вводе пространственных объектов); FoxPro, Exell (цифровых данных). Процесс визуализации обеспечивался пакетом MapInfo, а пространственное моделирование – программами STATGRAF, SURFER, NN (нейронные сети) и др.

В качестве основы для создания электронных картографических слоев были использованы топографические карты генерального штаба масштаба 1:200 000 в проекции Гаусса-Крюгера (координатная система Пулково 1942 года). Процесс создания базовых электронных векторных карт (карты бассейнов, овражного расчленения, факторов эрозии и др.) осуществлялся стандартными мето-

дами с использованием программы полуавтоматического векторизатора EasyTrace. Все полученные электронные картографические слои импортировались в систему MapInfo и совмещались на единой электронной карте. Результатом работ стала карта бассейнов и геоинформационная база данных. Территория исследования, покрытая этой сеткой бассейнов, включает следующие субъекты РФ: Республику Марий Эл, Удмуртию, Чувашию, Татарстан и Ульяновскую область. Общая площадь картографирования оврагов составляет 171.7 тыс.км², количество бассейнов рек (включая межбассейновые пространства) – 4575, их средняя площадь – 37.5 км². Выделенные бассейны рек, как правило, соответствуют третьему порядку по классификации Стралера-Философова. Отметим также, что в настоящее время нами отработана технология автоматизированного выделения границ бассейнов по цифровым моделям рельефа. Проверка по ключевым участкам “ручной” и машинной технологии показала их хорошую сходимость. Погрешность машинного выделения границ бассейнов в сравнении с “ручной” технологией не превышает 2-3% [17, 18]. Площади бассейнов, первоначально определенные планиметрами были пересчитаны электронным способом. Соответствие площадям, измеренным по топокартам традиционными методами по контрольным участкам, составляет более 99%. Таким образом, подготовлена основа для создания средствами ГИС-технологий карты овражности территории.

Базовая характеристика – густота оврагов определялась путем измерения длины овражной сети в бассейнах циркулем-измерителем с раствором 2 мм в основном по аэрофотоснимкам масштаба 1:17 000. Таким образом, картографирование оврагов для столь обширного региона России проведено в максимально крупном масштабе. Результаты камерального дешифрирования оврагов проверялись в поле по характерным геоморфологическим районам. Соответствие форм овражной эрозии на аэрофотоснимках формам в поле составил 95-97% [12]. Полученные данные о длине овражной сети пересчитаны в густоту, понимаемую как отношение суммарной длины оврагов к площади бассейна. Важно отметить, что эти материалы получены по снимкам за период с 1960-х по 1970-е гг. Для каждого бассейна определен спектр параметров для анализа их роли в развитии оврагов. К сожалению, полученные уникальные материалы научной группы под руководством проф. А.П. Дедкова еще в начале 1980-х гг., так и не были преобразованы в электронную базу данных и не нашли отражение в построении тематических карт как самой овражности, так и факторов ее определяющих.

Опираясь на современные информационные технологии и ранее полученные результаты картирования оврагов, нами создана геопространственная база данных по овражному расчленению и условиям развития оврагов. В ней содержится информация на несколько десятков параметров, прямо или косвенно влияющих на овражную эрозию. Вот некоторые из них: средняя крутизна склонов бассейнов, глубина расчленения, длина склонов, эрозионный индекс дождевых осадков, средний многолетний сток воды за год, запасы воды в снежном покро-

ве, состав подстилающих горных пород, преобладающий тип почв и их механический состав, площадь пашни, лесистость и др.

Для характеристики динамики овражности нами использовался показатель, полученный как отношение изменения протяженности овражной сети к количеству вершин оврагов в пределах элементарного бассейна. Полученная величина отражает изменение, как густоты, так и плотности оврагов за определенный промежуток времени. Поскольку период повторных залетов различается и чтобы полученный показатель был сопоставим, его значение делится на число лет между аэросъемками. Таким образом, получаем изменение длины на единицу оврага в пределах элементарного водосбора за один год, выраженное в м/год. Этот показатель, отражающий динамику процесса, можно называть *тенденцией оврагообразования*.

Тенденция оврагообразования характеризует направленность развития овражной эрозии за последние десятилетия в пределах бассейнов. Данный показатель отражает соотношение двух процессов: скорости роста вершин оврагов и интенсивности зарастания (деградации) оврагов, поэтому его величина может быть как положительной, так и отрицательной. Положительное значение тенденции овражной эрозии свидетельствует о преобладании на данной территории оврагов, находящихся на стадиях активного развития. При его отрицательном значении доминирующими являются овраги в стадии затухания. Густота овражного расчленения на востоке Русской равнины колеблется от нуля до 4.19 км/км^2 , в среднем составляя 0.21 км/км^2 . В основном максимально высокое овражное расчленение приходится на диапазон $2\text{-}2.3 \text{ км/км}^2$. Оно характерно для бассейнов, расположенных в междуречье Волги и Цивилия, правобережье нижней Камы, в верховьях правого склона долины Свяги.

В этом регионе по густоте овражного расчленения выделено 8 типологических районов: 1) $0 - 0.005 \text{ км/км}^2$ (отсутствие или спорадическое овражное расчленение); 2) $0.005 - 0.01 \text{ км/км}^2$ (очень слабое овражное расчленение); 3) $0.01 - 0.02 \text{ км/км}^2$ (слабое овражное расчленение); 4) $0.02 - 0.05 \text{ км/км}^2$ (умеренное овражное расчленение); 5) $0.05 - 0.1 \text{ км/км}^2$ (значительное овражное расчленение); 6) $0.1 - 0.5 \text{ км/км}^2$ (сильное овражное расчленение); 7) $0.5 - 1.0 \text{ км/км}^2$ (очень сильное овражное расчленение); 8) более 1.0 км/км^2 (экстремально высокое овражное расчленение).

Литература

1. Vanmaercke, M., Poesen, J., Van Mele, B., Demuzere, M., Bruynseels, A., Golosov, V., Bezerra, J.F.R., Bolysov, S., Dvinskih, A., Frankl, A., Fuseina, Y., Rysin, I., Ryzhov, Y.V., Yermolaev, O., et al. How fast do gully headcuts retreat? *Earth-Science Reviews*, 2016, № 154, pp.336–355.
2. Аверьянова Г.А., Петров Г.П. Плотность гидрографической сети Среднего Поволжья // “Изв. Казанского филиала АН СССР. Серия энергетики и водного хозяйства”, 1961 вып.2. С. 81-96.
3. Сементовский В.Н. Закономерности морфологии платформенного рельефа (на примере территории Татарии). Казань, Изд-во Казан ун-та, 1963. 170 с.

4. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. М. – Л., Изд-во АН СССР, т.1, 1948. 305 с.
5. Зорина Е.Ф. Овражная эрозия: закономерности и потенциал развития. – М.: ГЕОС, 2003. 170 с.
6. Косов Б.Ф., Константинова Г.С. Комплексная карта овражности равнинной территории СССР // Геоморфология. 1973. №3. С.3–9.
7. Никольская И.И., Прохорова С.Д. Картографический метод исследования овражной эрозии // Геоморфология, 2005. №1. С.44–52.
8. Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань, Изд-во КГУ, 1970. 255 с.
9. Дуглав В.А. изучение овражного расчленения и составление эрозионных карт по аэрофотоснимкам // Вопросы геоморфологии Среднего Поволжья. “Уч.Зап. Казан.ун-та”, 1964. Т.124, кн.4. С.22–23.
10. Ермолаев О.П. Пояса эрозии в природно-антропогенных ландшафтах речных бассейнов. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1992. 150 с.
11. Рысин И.И. Овражная эрозия в Удмуртии. Ижевск: Изд-во Удмурт. ун-та, 1998. 274 с.
12. Овражная эрозия востока Русской равнины // под ред. проф. А.П. Дедкова. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. 145 с.
13. Bouaziz, M., Wijaya, A., Gloaguen, R. Gully erosion mapping using ASTER data and drainage network analysis in the main Ethiopian rift. IGARSS—Geoscience and Remote Sensing Symposium, Cape Town, South Africa, 2009, pp.13-16.
14. Rajesh B.V. Shruthi, Norman Kerle, Victor Jetten, Laouina Abdellah, Issam Machmach Quantifying temporal changes in gully erosion areas with object oriented analysis – *Catena*, 2015, №128, pp.262–277.
15. Vrieling, A. Satellite remote sensing for water erosion assessment: A review. – *Catena*, 2006, №65, pp.2–18.
16. Vrieling, A., Rodrigues, S.C., Bartholomeus, H., Sterk, G.,. Automatic identification of erosion gullies with ASTER imagery in the Brazilian Cerrados. *Int. J. Remote Sens*, 2007, № 28, pp.2723–2738.
17. Мальцев К.А., Ермолаев О.П. Использование цифровых моделей рельефа для автоматизированного построения границ водосборов // Геоморфология. 2014. №1. С.45-53.
18. Ermolaev O.P., Mal'tsev K.A., Ivanov of Basin Geosystems for the Volga Federal District. *Geography and Natural Resources*, 2014, Vol. 35, No.3. pp. 222-228. DOI: 10.1134/1875372814030044.

**ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ
В ЦЕЛЯХ РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ
КРАЕВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ЗОН ВЕРХНЕГО ПОВОЛЖЬЯ**

Карпухин С.С., Судакова Н.Г.**, Черненко А.Н.**

*АО «Научно-исследовательский институт точных приборов», Москва, Россия,
stanislav_karp@mail.ru

**Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия, ng.sudacova@mail.ru, ng.sudakova@mail.ru

**PROSPECTS OF SPACE INFORMATION IN RECONSTRUCTION THE
GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE OF UPPER VOLGA REGION
GLACIAL ZONES**

Karpukhin S.S., Sudacova N.G.**, Chernenko A.N.**

Joint-Stock Company «Scientific Research Institute of Precision Instruments»,
Moscow, Russia, stanislav_karp@mail.ru

Lomonosov Moscow State University, Geographical Faculty, Moscow, Russia,
ng.sudakova@mail.ru

Реконструкция геоморфологического строения разновозрастных краевых ледниковых зон – актуальная задача комплексных палеогеографических исследований древнеледниковой области, поскольку от полученных результатов зависит надежность стратиграфических и палеогеографических построений и воссоздание ледниковой ритмики в регионе. Детальное комплексное изучение краевых образований, широко представленных в Ярославском Поволжье и на Клинско-Дмитровской гряде, приобретает особое значение в связи с дискуссионностью вопросов, связанных с неоднозначной трактовкой возраста и динамики стадияльных образований и максимальной границы распространения в регионе калининского позднеплейстоценового оледенения [1 – 4 и др.].

Проведенные детальные комплексные исследования опорных разрезов Верхнего Поволжья и новые материалы изучения ледниковых морфолитоструктур с привлечением аэрокосмической информации позволяют более обоснованно подойти к реконструкции ледниковых событий неоплейстоцена. Они дают дополнительную информацию для уточнения границ распространения и динамики последнего для данного региона калининского оледенения и детализации элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон [3].

Плодотворность применения современных методов и технологий геоинформационного моделирования геосистем, основанных на использовании данных дистанционного зондирования Земли, заключается в комплексировании пространственно-временных данных различного происхождения, иерархического и территориального охвата, что является основной задачей геоинформатики в целом и применительно к геоморфологии и палеогеографии, в частности [5]. Для

палеографических реконструкций такими моделями в первую очередь являются: цифровая модель рельефа и ее фотореалистичное изображение на аэрокосмических снимках. Совместное использование указанных ресурсов в среде геоинформационной системы позволяет интегрировать эти и все возможные источники географических (пространственных) данных в единую консолидированную модель территории.

Для регионального и локального изучения морфогенеза в настоящее время могут применяться цифровые модели рельефа, создаваемые по спутниковым данным ALOS Global Digital Surface Model [6], ASTER Global Digital Elevation Model (GDEM) [7], Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) [8].

Наиболее доступным и значимым ресурсом является модель рельефа, создаваемая по данным спутниковой радиолокационной съемки с борта многоцветного космического аппарата Shuttle (SRTM) [9]. Эта модель характеризуется следующими параметрами – размер «ячейки» рельефа 60X90 метров для средних широт, а точность по высоте порядка 15 метров. Эти данные отвечают точности рельефа топографических карт масштаба 1:100 000. Формат данных доступный для пользователей читается многими программными продуктами. Важно, что отображение этой модели в программной среде может осуществляться при различных (заданных) условиях освещения, в различных цветовых и оттенках серого, что позволяет изучать пластику рельефа с необходимой подробностью.

На базе крупномасштабной цифровой модели рельефа детально воссоздается радиально-маргинальная гляциоморфоструктура разновозрастных краевых зон. Сопряженный палеогеографический анализ ледниковых морфолитосистем с привлечением аэрокосмической информации позволяет уточнить дислокацию элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон и конфигурацию элементов рельефа краевых зон (аккумулятивных гряд, выводных потоков, зандровых полей, камов, уровней подпрудных ледниковых бассейнов) и установить закономерности развития ледникового морфолитогенеза [10, 11].

В результате комплексного исследования ключевых опорных разрезов (Дмитров, Спас-Каменский, Куныя, Черемошник, Долгополка, Черменино и др.) и согласующихся с полученными геоморфологическими, биостратиграфическими, литологическими данными под контролем геохронологических. достоверно установлена стратиграфическая позиция средне- и позднеплейстоценовых маркирующих горизонтов морен, слагающих разновозрастные краевые образования [3; 4]. Подтвержден позднеплейстоценовый возраст калининской морены, залегающей в опорных разрезах на микулинских отложениях, что позволяет надежно обосновать границу распространения ледникового покрова вдоль северного склона Клинско-Дмитровской гряды и в Верхневолжском бассейне.

Проведена реконструкция сложной радиально-маргинальной структуры краевых ледниковых комплексов, находящихся в сфере влияния Ладожского и Онежского ледниковых потоков; составлены соответствующие карты-схемы [10; 12]. В восточном Онежском секторе гляциогеографический комплекс представлен серией срединных массивов и ледоразделов, сменяющих друг дру-

га с запада на восток (Нагорский, Тарховхолмский, Борисоглебский, Крестецкий). Они разграничивают лопастные и языковые потоки (Плещеевский, Юхотьско-Могзинский, Приволжский), обрамленные с дистальной стороны краевыми грядами, группирующимися в краевые зоны (Берендеевскую, Петровскую). В Рыбинско-Тутаевском районе калининская фронтальная конечноморенная гряда, обрамленная с юга зандровыми полями, простирается от Большого Села в направлении углового массива в верховьях р.Черемухи.

Сопряженный палеогеографический анализ ледниковых морфолитосистем Северного Подмосковья (западного сектора) с привлечением космической информации позволяет уточнить дислокацию и конфигурацию элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон. К островным возвышенностям и срединным массивам приурочены ледоразделы (Селижарово-Мятлевский, Рузо-Малоярославецкий, Чисмено-Вороновский, Теплостанский), регулирующие направление движения ледниковых потоков через транзитные питающие провинции. С учетом замеров ориентировки обломков в морене реконструированы направления движения ледниковых лопастей: Исменской, Истринской, Яхромско-Яузской, Верхнедубнинско-Шернинской. В соответствии с маргинальной и радиальной структурой покрова обособлены гляциодепрессии: Ламская, Пахринско-Москворецкая, Нерльская. Среди элементов маргинальной структуры четко прослеживаются стадияльные краевые гряды и подпрудные бассейны, образующиеся в процессе ареальной дегляциации.

Таким образом, комплексное геоинформационное моделирование позволяет более детально подойти к выделению геоморфологических структур с учетом современной топографии района, цифровой модели рельефа и космических изображений местности высокого пространственного разрешения, что обеспечивает возможность уточнения границ срединных массивов и краевых гряд, контуров озерно-ледниковых бассейнов. Результаты этих построений отражены на составленных картах [10; 12, 13]. Так, на Борисоглебской возвышенности, в частности, удалось с высокой достоверностью выявить местоположение ряда камовых плато – «звонцев», уточнить границы северного подножья срединной возвышенности, оконтурить площадь позднеплейстоценовых подпрудных озерных бассейнов. Четко обозначены реликтовые ложбины стока талых ледниковых вод, преимущественно ЮЮВ простирания, (например, по периферии Петровской фронтальной краевой гряды в верховьях долины Нерли Клязьменской). На склонах южной экспозиции Борисоглебской возвышенности проявилось оригинальное бороздчатое строение рельефа, где борозды-ложбины ориентированы по ходу движения ледниковых и водных потоков. В результате сопряженного палеогеографического анализа с использованием преимуществ цифрового моделирования рельефа на территории Верхнего Поволжья воссозданы расположение и конфигурация элементов инфраструктуры разновозрастных краевых зон московского и калининского ледниковых покровов с уточнением границ их максимального распространения и стадий ареальной дегляциации.

В заключение следует подчеркнуть преимущества использования космической информации в целях палеогеографических реконструкций. Целенаправленный анализ и обобщение полученных результатов комплексных исследований позволяет обосновать важнейшие положения ледниковой стратиграфии, геоморфологического строения и палеогеографии региона. С помощью геоинформационного моделирования в регионе надежно обоснована радиально-маргинальная скульптура, геоморфологическое строение и динамика краевых зон московского и калининского оледенений. Установленные с помощью космической информации пространственно-временные закономерности формирования гляциоморфолитосистем краевых зон имеют важное значение для реконструкции ледниковой ритмики среднего и позднего неоплейстоцена.

Литература

1. Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горещкий К.В., Лаврушин Ю.А., Хютт Г.И., Якименко Е.Р. Стратиграфические и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 15-24.
2. Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982. 240 с.
3. Реконструкция палеогеографических событий среднего неоплейстоцена центра Русской равнины. М.: Географический факультет МГУ, 2008. 167с.
4. Судакова Н.Г., Антонов С.И., Введенская А.И. Структура краевых ледниковых зон в Центре Восточно-Европейской равнины // Вестник Моск. ун-та. Серия 5. География. №6. 2013. С.54-60.
5. Геоинформационно-технологическое обеспечение федеральных целевых программ. Под ред. Карпухина С.С. Москва-Смоленск, Маджента, 2009. 120 с.
6. <http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/data/index.htm>
7. <http://earthexplorer.usgs.gov/>
8. <http://earthexplorer.usgs.gov/>
9. The shuttle radar topography mission. / Farr Tom G., Hensley Scott, Rodriguez Ernesto, Martin Jan, Kobrick Mike. // CEOS SAR Workshop. Toulouse 26-29 Oct. 1999. Noordwijk. 2000, с. 361-363. Интернет, ресурс для получения SRTM.
10. Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. Реконструкция радиально-маргинальной структуры краевых ледниковых зон в Ярославском Поволжье с использованием космических данных. //Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. № 73. М. ГЕОС. 2014. С. 87-97.
11. Алтынов А.Е., Карпухин С.С. К вопросу геоинформационного моделирования рельефа для целей палеогеографических реконструкций // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы IX Всерос. совещания по изучению четвертичного периода (г. Иркутск, 15-20 сентября 2015 г.). Иркутск: Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН. 2015. С. 14-15.
12. Судакова Н.Г., Карпухин С.С., Алтынов А.Е. Сопряжённый палеогеографический анализ и реконструкция ледниковых морфолитоструктур московского региона на основе космической информации // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена: Материалы Всероссийской конференции «Марковские чтения 2015 года». М.: Географический факультет МГУ, 2015. С.194-196.
13. Карпухин С.С., Алтынов А.Е., Черненко А.Н., Судакова Н.Г. Анализ динамики краевой зоны плейстоценовых оледенений Ярославского Поволжья с применением ма-

териалов аэрокосмического мониторинга // «Средства и технологии ДЗЗ из космоса в науке, образовании, бизнесе», международная научно-практическая конференция. 10-11 апреля 2014 г. Сборник тезисов. М.: ИТЦ СканЭкс, 2014 г. С. 118-124.

АНАЛОГОВЫЕ И ЦИФРОВЫЕ МЕТОДЫ ДИСТАНЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПРИ РЕГИОНАЛЬНОМ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОМ АНАЛИЗЕ

Кандрюкова Н.А., Лопатин Д.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия, nataliakandrukova@gmail.ru, lopatin12@yandex.ru

ANALOGUE AND DIGITAL METHODS OF REMOTE RESEARCH IN REGION GEOMORPHOLOGIC ANALYSES

Kandrukova N.A., Lopatin D.V.

Saint-Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Saint-Petersburg, Russia, nataliakandrukova@gmail.ru, lopatin12@yandex.ru

В качестве экспериментального региона было выбрано два полигона: дельты рек Лены и Яны. Оба полигона объединяют арктический климатически пояс, морфология, генезис, механизм морфогенеза, возраст и трудности изучения образования рельефа. Разделяет – разная степень изученности. Ленская дельта была выбрана в качестве тестового полигона, т.к. изучена стационарно с использованием всех современных методов исследования [1]. Янская – изучена очень поверхностно [2]. А это означает, что геоморфологическую изученность первой можно использовать как эталонную для экстраполяции на малоизученный объект. Дистанционные исследования здесь становятся основным методом регионального геоморфологического лабораторного сравнительного анализа.

Для реализации данного проекта авторы поставили и решили ряд взаимосвязанных частных методико-технологических задач: 1. выбрать полигоны для получения индикационных характеристик рельефа для экстраполяции их на территорию с похожими геологическими и геоморфологическими условиями в пределах одной климатической зоны; 2. произвести визуальное индикационное дешифрирование оптимальной для данной задачи дистанционной информации в визуальном режиме для построения региональной схемы геоморфологического районирования; 3. произвести дешифрирование той же основы, используя метод неконтролируемой классификации пикселей для выделения геоморфологических элементов; 4. сделать перенос данных геоморфологического дешифрирования с тестового участка на новый с использованием контролируемой классификации; 5. провести анализ степени достоверности полученных результатов;

6. провести линеаментный анализ обеих дельт с целью выявления дизъюнктивных нарушений в том же порядке и 7. представить перечень технологических инструментов решения поставленных задач. При обработке мнгозональной дистанционной информации в геоморфологических целях использовались программы Erdas Imagine 2013 и ArcGis 9.3. Применялись методики визуального, контролируемого и неконтролируемого автоматизированного, а также линеаментного анализа рельефа земной поверхности.

Визуальный метод подразумевает, что дешифровщик извлекает информацию путем визуального анализа экранного или бумажного изображения. При этом он воспринимает, прежде всего, пространственную информацию. Яркостные различия оцениваются на качественном уровне. Используются в первую очередь такие дешифровочные признаки, как форма, рисунок изображения, а также ряд широко известных косвенных признаков. Для оценки результатов дешифрирования был использован метод сравнения с эталонными данными.

При визуальном дешифрировании можно условно выделить три группы индикаторов: а) объектов (выявляются объекты, не изображившиеся на снимке), б) свойств объектов (определяют скрытые свойства через отчетливо читающихся на снимке объектов, в) движения или изменений (позволяют выявить наличие движения или временных изменений по материалам одной съемки). Индикационное дешифрирование служит основой для изучения по космическим снимкам географических, геологических объектов и процессов. Изучение процессов эволюции основывается на выделении ландшафтно-генетических рядов. В этом случае пространственный ряд ландшафтов служит индикатором их смены во времени [4, стр. 82]

Автоматизированный метод подразумевает выполнение математических процедур, позволяющих сгруппировать объекты по строго определенному признаку. В качестве такого признака на мнгозональных снимках используют набор значений яркости, называемый *спектральным образом*. Анализ изображения ведется на уровне отдельного пиксела (элементарной единицы яркости) [4, стр. 123] На мнгозональном снимке каждый пиксел представлен точкой с координатами, равными значениям уровней яркости в каждой из спектральных зон. Совокупность таких значений всех пикселов образует пространство спектральных признаков. Классификация объектов предполагает разделение пространства признаков на замкнутые классы. Отнесение пикселов к тем или иным классам зависит от принятого правила классификации. При этом возможны два подхода: неконтролируемой и контролируемой классификации.

Неконтролируемая классификация. При этом подходе группировка пикселов с сопоставимыми уровнями яркости в каждой из спектральных зон осуществляется без предварительного знания числа и характеристик классов. В задачу дешифровщика при этом подходе входит такое соотнесение выделенных классов характеристикам земной поверхности, которое выполняется с использованием дополнительной информации. При этом типе классификации могут применяться несколько алгоритмов, в зависимости от решаемой задачи.

Контролируемая классификация. Этот метод включает в себя несколько этапов. *Первый этап* заключается в определении классов объектов, которые будут выделены в результате выполнения классификации. Это могут быть виды внешних географических объектов: растительности, гидрографии и т.д. В нашем случае это геоморфологические объекты. *На втором этапе* формируется обучающая выборка. Для каждого из классов объектов выбираются типичные для него пиксели. Для этого на снимке, на основе таких источников, как материалы полевых работ или уже отдешифрованные снимки, выбираются эталоны, то есть фрагменты изображения, однозначно относящиеся к своему классу объектов. Затем в пределах изображения эталонного объекта осуществляется выбор участков размером в несколько пикселей. Выбираются именно группы пикселей, а не один отдельный пиксел, поскольку процесс классификации ведет к пространственному сглаживанию, осреднению значений яркости в пределах класса. Обучающая выборка должна составлять 1-5% всех пикселей снимка, а количество пикселей, относящихся к одному классу должно быть не меньше 20-30. *Третий этап* – вычисление параметров значений спектральной яркости каждого из классов. Набор параметров зависит от алгоритма, который предполагается использовать для классификации. В алгоритмах контролируемой классификации используются два подхода: *детерминированный* и *статистический* [3.] *Четвертый этап* – собственно процедура классификации, то есть «просмотр» всего изображения и отнесение каждого пикселя к тому или иному классу. Существует несколько методов классификации, в зависимости от поставленной задачи (степени правдоподобия) [3].

Результатом классификации является изображение, называемое «картой классификации», а также таблица, в которой даны координаты пикселя и имя класса, к которому он отнесен. Безошибочность результатов, отсутствие ложной информации характеризует такой показатель, как достоверность дешифрирования. Она может быть оценена как условная вероятность, но чаще определяется как доля объектов, правильно отдешифрированных, отнесенных к одному классу. При дешифрировании цифровых снимков можно оценить не число объектов, а их площадь, то есть долю правильно классифицированных пикселей. Для этого необходимо сопоставить результаты дешифрирования с некоторыми эталонными, истинными данными, полученными из полевых исследований, и затем составить матрицу ошибок [4].

В нашем случае, для оценки достоверности результатов дешифрирования используется геоморфологическую схему дельты Лены, составленную по результатам полевых исследований и представленную в монографии Большакина Д.Ю. и др. (2013) [1]. Оценив точность методики, и выбрав наиболее достоверный способ, мы смогли применить его для геоморфологического дешифрирования снимков территории дельты Яны, для которой до сих пор не разработана подробная геоморфологическая карта. Такая предварительная оценка позволит получить максимально точный для камеральных условий результат. Этот способ можно применять к оценке результатов как визуального, так и автомати-

зированной дешифрирования. По матрице ошибок можно судить о достоверности каждого конкретного объекта (класса) и о достоверности дешифрирования в целом. Критерием качества классификации в целом служит доля правильно отдешифрированных объектов. Она вычисляется путем деления суммы правильно определенных объектов (или пикселей) к общему числу проверенных объектов (пикселей). Конечной целью и результатом геоморфологического дешифрирования является создание карты геоморфологического районирования, картографирования рельефа и линеаментной структур

Результаты визуального дешифрирования. Выбор оптимального пути дешифрирования при построении геоморфологической карты дельты р. Лена основан на рассмотрении результатов визуального, неконтролируемого и контролируемого методов дешифрирования. Для чистоты эксперимента визуальное дешифрирование дельты Лены было проведено на первом этапе работы (3). При этом, использованы снимки, сделанные в ближней инфракрасной зоне съемочной системой Landsat ETM+ в летнее время, в пик вегетации растительного покрова, в период с 1999 по 2001гг. В первую очередь была выполнена оцифровка экранного изображения при помощи Arc-GIS 9.3, в процессе которой нужные границы визуально выделяемых геоморфологических районов обводятся курсором и фиксируются в векторной форме. В результате оцифровки было выделено семь районов, дальнейшая геоморфологическая интерпретация которых осуществлялась с помощью литературных источников и тематических карт. По соотношению плотностей термокарстовых областей и речных комплексов. Были выделены некоторые новейшие тектонические структурные элементы.

Результаты неконтролируемой классификации. Неконтролируемая классификация, как правило, используется, если спектральные характеристики и количество классов заранее неизвестно. В нашем случае мы провели неконтролируемую классификацию территории дельты Лены, чтобы оценить эффективность этого метода для малоизученной территории. Поэтому, с целью сопоставимости и сравнения результатов, было задано количество классов, соответствующее количеству выделяемых районов. Было проведено две попытки дешифрирования одного снимка с использованием итерационного алгоритма последовательной классификации. Основная проблема проявилась в схожести спектральных характеристик объектов в западной части дельты, в связи с чем, при неконтролируемой классификации не происходит выделения отдельных объектов, а проявляется крапчатость результирующего изображения за счет погрешностей классификации. Такой результат не позволяет сделать обоснованных выводов относительно наличия или отсутствия определенных геоморфологических объектов. Избежать подобных неточностей можно используя классификацию с обучением. Неконтролируемую классификацию при этом лучше использовать в качестве вспомогательного инструмента при работе с неизвестными дешифрированными территориями, для предварительной оценки классов.

Результаты контролируемой классификации. При выполнении контролируемой классификации работа со снимками включала несколько последова-

тельных этапов выборки: а) классификация изображений в каждой зоне спектра, б) создание мозаики, в) постклассификационная обработка; г) векторизация. Для выполнения работы использовалась комбинация 4, 3 и 1 каналов. Сшивка каналов осуществлялась в программе Erdas Imagine 2013. В этой комбинации, за счет использования 4-го (инфракрасного) канала, четвертичные отложения дельты изображаются в оттенках красного цвета. Участки с высоким гипсометрическим положением отображаются в гамме светлых тонов, а более низкие территории с обводненным грунтом – в гамме темных тонов. Наиболее молодые отложения – высокие пески, отчетливо выделяются в руслах проток. На основе использования геоморфологической карты и карты четвертичных отложений масштаба 1: 2 500 000, а также по результатам визуального дешифрирования было выбрано несколько репрезентативных участков для каждого класса (инструмент Signature editor). Затем с помощью функции Merge спектральные значения, характеризующие определенный класс, объединялись в одно. Использование нескольких репрезентативных участков помогло получить усредненную спектральную характеристику для каждого класса.

Для того чтобы определить оптимальную степень точности отнесения пиксела к тому или иному классу, для каждого класса создавалась маска классификации и экспериментально подбирались стандартное отклонение (Standart deviation). Первоначально предпринималась попытка выделить уникальную спектральную характеристику для каждого из конусов выноса дельты, обозначенных на существующей тестовой геоморфологической схеме. Однако предварительный просмотр масок классификации для сигнатуры каждого из конусов выноса показал значительное пересечение их спектральных характеристик, что означает невозможность их четкого выделения на основе спектральных признаков. В результате была создана обучающая выборка, включающая 5 классов: а) водная поверхность, б) аллювиальная дельтовая равнина, в) останцы пород ледового комплекса, г) надводные пески (современная пойма), д) аллювиально-морская терраса (острова Арга). Далее, в целях достижения большей контрастности и сопоставимости классов разных снимков, естественный спектральный образ заменялся на новый. Готовый файл сигнатур применялся для проведения *контролируемой классификации по методу максимального правдоподобия*. Выбор именно этого метода обусловлен характерным для природных объектов сходством спектральных характеристик некоторых классов. Основанный на статистическом подходе метод максимального правдоподобия позволяет учитывать вариации признаков и допускают отнесение пикселей к другим классам, если частота их появления относительно мала, что позволяет избежать влияния лишнего спектрального «шума» на результирующем изображении. Поскольку по каждому снимку классификация выполнялась отдельно, значения спектральных характеристик одних и тех же классов на снимках различны. Поэтому для того, чтобы иметь возможность корректным образом собрать в мозаику все снимки, покрывающие дельту Лены, необходимо было провести *переклассификацию*. Значения классов на одном из снимков были выбраны в качестве ориен-

тира, к которому приводились значения соответствующих классов по другим снимкам. Для этих целей использовался инструмент “Переклассификация” (Spatial Analyst) в ArcGIS 9.3. Далее из полученных изображений в Erdas Imagine 2013 была собрана *мозаика*, представляющая собой карту классификации. Следующим этапом стала постклассификационная обработка мозаики, необходимая для подготовки тематического растрового изображения к векторизации. В классифицированных выходных данных могут присутствовать неправильно классифицированные отдельные пиксели или небольшие регионы, что придает выходным данным крапчатый или рябой вид. Постклассификационная обработка представляет собой процесс удаления шума и улучшения качества классифицированных выходных данных, и состоит из нескольких последовательных шагов. В первую очередь была проведена *фильтрация* при помощи инструмента Majority Filter, который заменяет значения ячеек раstra другими значениями, основанными на соседних ячейках, составляющих большинство. Далее было выполнено *сглаживание полученных границ* классов и объединение классифицированных выходных данных при помощи инструмента Boundary Clean по методу сортировки Ascend, когда меньшие по площади зоны пикселей имеют более высокий приоритет на объединение в зоны с большей общей площадью. Этот инструмент сглаживает шероховатости границ классов и собирает их в одно целое, позволяя повысить пространственную целостность классифицированного изображения. Регионы, граничащие друг с другом и относящиеся к одному классу, объединяются. Последним этапом постклассификационной обработки стала *генерализация* классифицированных выходных данных путем удаления небольших изолированных регионов. Для выполнения этой задачи использовались инструменты Группировка (Region Group): установить ноль (Set Null) и произвести отсечение (Nibble). Инструмент «группировка» приписывает каждой ячейке выходного раstra принадлежность соответствующему региону связанных ячеек, которому присваивается уникальный номер. Далее, после группировки, на полученный растр был применен инструмент Set Null, который установил значение NoData для определенных ячеек на основании заданного критерия. В нашем случае был применен критерий Count<200, что позволило создать растр-маску, где значения NoData были установлены для всех групп ячеек размером менее 200 пикселей. В заключение был использован инструмент Nibble, с помощью которого происходит замена значений ячеек входного раstra, которые соответствуют значениям ячеек NoData раstra-маски, новыми значениями, определяемыми по методу ближайшего соседства. В результате было получено значительно более обобщенное изображение со сравнительно крупными выделенными регионами, соответствующими определенному рельефу. Заключительным шагом стала автоматизированная векторизация тематического раstra при помощи инструмента Raster to polygon, когда было выполнено оконтуривание всех групп ячеек с одинаковыми значениями и получена карта классификации.

Оценка достоверности результатов дешифрирования. Следующей задачей стало определение достоверности автоматизированного дешифрирования, путем сопоставления его результатов с эталонными данными, полученными полевыми исследованиями. При дешифрировании оценивается не число объектов, а их площадь, то есть доля правильно классифицированных пикселей. Поскольку эталонные данные (геоморфологическая схема по результатам полевых исследований) были представлены лишь в формате jpg, потребовались некоторые дополнительные действия, чтобы определить значения площадей районов. Кроме того, поскольку существующая схема не имеет пространственной привязки, то значение площадей может быть получено только в количестве пикселей, приходящихся на тот или иной район. Таким образом, сравнение в абсолютных единицах измерения не имеет смысла, и может быть осуществлено только в долях процента того или иного района в структуре дельты.

В первую очередь на эталонную схему была применена неконтролируемая классификация с выделением 19 классов – для каждого цветового значения на схеме. Затем в ArcGIS 9.3 была проведена автоматизированная векторизация, в результате которой было получено более 500 различных полигонов, соответствующих данным 19 классам. Для упрощения подсчета площадей полигонов следующим шагом была выполнена операция Dissolve (слияние), с помощью которой были объединены полигоны, принадлежащие к одному классу. Инструмент Spatial statistics (пространственная статистика) позволил получить значения площади, приходящейся на каждый класс. Сумма площадей классов, отражающих строение дельты, была принята за 100%. Из подсчета были исключены посторонние классы, такие как водная поверхность, структурно-денудационный рельеф пород дочетвертичного возраста и др., не входящие в состав дельты. Процент площади, занимаемой каждым районом в структуре дельты, был занесен в иллюстрационную таблицу. На эталонной схеме выделены различные конуса выноса отдельных проток. Однако, поскольку по результатам дешифрирования в рамках данной работы выделить их не удалось, то в таблице представлена сумма площадей конусов выноса, соответствующая аллювиально-морской террасе [1]. Аналогичным образом были подсчитаны площади районов для карты, созданной по методу классификации с обучением. Единственным отличием стало то, что, поскольку при создании файла сигнатур нас не интересовали спектральные значения объектов, находящихся за пределами дельты, то для этих объектов не были созданы уникальные спектральные характеристики, и на снимке они классифицировались как хаотично-крапчатые участки, состоящие из отдельных пикселей, характерных для классов дельты. Поэтому для корректного подсчета площадей была выполнена обрезка изображения по краю дельты с помощью инструмента Clip (вырезание). Полученные значения также занесены в эту таблицу. К недостаткам метода можно отнести уже упомянутую выше невозможность выделения разновозрастных конусов выноса, а также останца острова Сардах, сложенного более древними породами.

Геолого-геоморфологическое дешифрирование дельты р. Яны. Дешифрирование снимков для территории дельты реки Яны выполнялось по методу контролируемой классификации, с последующей докорректировкой полученной карты классификации и осуществлением визуального контроля. Для дешифрирования применялась методика, по обучающей выборке. В результате на снимке было выделено 7 классов. Геоморфологическая интерпретация их производилась с опорой на информацию карты четвертичных отложений м-ба 1:2 000 000 и данные полевых работ. И. В. Коротаяева [2]. В результате было выделено 7 морфогенетических типов рельефа: а) современная формирующаяся морская терраса, б) аллювиальная терраса сартанского времени, в) высокая голоценовая (суббореальная) дельтовая пойма, г) низкая современная пойма, д) озерно-аллювиальная равнина (едома), е) морская терраса каргинского времени, ж) голоценовая прибрежно-морская терраса суббореального-субатлантического времени. Подробное описание этих комплексов освещается в статье Н.С. Кандрюковой [3]. Таким образом, с одной стороны – автоматизированная классификация дает возможность более детального выделения объектов, с другой стороны – существует вероятность объединения в один класс объектов с разным генезисом. Это делает необходимым проведение постклассификационного анализа и контроля. Еще одним отличительным моментом по результатам классификации стало выделение дополнительного класса, соответствующему останцу аллювиально-морской, но отличающегося по спектральным характеристикам от острова Арга. Эта часть террасы, примыкающая к дельте, более низкая по гипсометрическому положению (обладает меньшей яркостью изображения), с развитыми русловыми формами. Эта часть останца как бы встроена в тело конуса выноса дельты. Выделение данного класса автоматизированным способом (даже с учетом того, что изначально в выборку он не закладывался) подтвердило результат визуального дешифрирования.

В заключении необходимо отметить, что в целом среди камеральных методов дешифрирования наиболее оптимальным представляется использование именно метода классификации с обучением, как наиболее детального. При этом его необходимо дополнять визуальным дешифрированием. Чтобы избежать неверного отнесения объектов к тому или иному классу, необходимо сопоставлять не только спектральные характеристики объектов, но также текстурные и структурные особенности их изображения. Это позволит повысить надежность и качество результирующей карты.

Литература

1. Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
2. Коротаяев В.Н. и др. Формирование дельты реки Яны и прогноз развития ее устьевых баров // Эрозия почв и русловые процессы. Выпуск 6. М., Издательство Московского университета, 1978. С.123-158.

3. Кандрюкова Н.А. Геоморфологическая и линеamentная структура дельты реки Лены по материалам дистанционной съемки // Вестник СПбГУ, серия 7, выпуск 1, 2014. с. 168-175.

4. Лабутина И.А. Дешифрирование аэрокосмических снимков. Аспект Пресс, Москва, 2004. 182 с.

МЕТОДЫ МОНИТОРИНГА РУСЛОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ НА ПРИМЕРЕ КЛЮЧЕВОГО УЧАСТКА «УСТЬ-ВАХСКИЙ»¹¹

Коркин С.Е., Исупов В.А.

Нижевартовский государственный университет, Нижевартовск, Россия,
egf_nv@mail.ru, dod_i_94@mail.ru

THE MONITORING METHODS OF RIVERBED DEFORMATIONS ON THE EXAMPLE OF "UST-VAHSKIY" KEY SITE

Korkin S.Ye., Isypov V.A.

Nizhnevartovsk State University, Nizhnevartovsk, Russia, egf_nv@mail.ru,
dodi_94@mail.ru

Методы геоморфологических исследований имеют важное значение для изучения экзогеодинамических процессов в связи с изменениями климата. В своей работе Д.В. Лопатин [1] подчеркивает о необходимости формирования многогранной информационной базы о рельефе для использования в ГИС-технологиях и геоморфологической оценки современных геодинамических процессов.

Ключевой участок "Усть-Вахский" расположен на правом берегу реки Обь, в морфодинамическом отношении данный район широкопойменный. Излучины свободные, сегментные развитые с островами в привершинной части (разветвлено-извилистое русло) [2]. Русло реки Обь в пределах района исследования формируются в условиях активного развития русловых деформаций. В 1974 г. стационар был заложен Тюменской комплексной геологоразведочной экспедицией на правом берегу протоки Вартовская Обь в пределах города Нижевартовска. В 1980 году данный стационар из-за активного освоения береговой зоны перенесли в район устья реки Вах и где до 1994 года производились ежегодные промеры. В 2001 году наблюдения на данном ключевом участке были восстановлены студентами и сотрудниками Нижевартовского государственного педагогического института (сейчас НВГУ – Нижевартовский государственный

¹¹ Исследование выполнено при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (проект № 2148)

университет). Максимальная скорость отступления берега с 2001 по 2015 гг. была зафиксирована в 2004 г. с показателем в 17,5 м на 5 створе. Если учитывать активность среднегодовую, то полученные значения варьируют от 7,8 м/год в 2002 г. [3] до 0,7 м/год в 2012 г.

В данной работе рассмотрено применение трех методов:

1) Метод дешифрирования разновременных космоснимков.

Космоснимки использованные в работе были предоставлены Лабораторией информационно-космических технологий Югорского Научно-исследовательского института информационных технологий, город Ханты-Мансийск.

В ходе исследования были использованы космоснимки за 1982, 1994, 2001 и 2014 гг.

Ход работы:

1. Загрузка космоснимков с использованием ГИС-технологий.
2. Проверка привязки космоснимков, путем подгрузки уже привязанных таблиц (гидрография линейная и полигональная).
3. Оцифровка исследуемой территории правого берега реки Обь в районе ключевого участка.
4. Подсчет размытой площади путем создания полигонов между оцифрованными линиями берега.
5. Составление отчета и анализ полученных результатов [4].

Благодаря дешифрированию разновременных космоснимков была определена площадь размыва с 1982 по 1994 гг. – 416 200 м², с 1994 по 2001 гг. – 225 000 м², с 2001 по 2014 гг. – 200 800 м² и суммированная площадь за три периода составила 842 000 м². По полученным данным наибольший размыв произошел в первый временной отрезок. Плюсом данного метода является то, что необходимости выезжать на место изучения нет, все измерения производятся в камеральных условиях. Минус данного метода заключается в сильной зависимости от точности оцифровки линии берега.

2) Съемка спутниковым оборудованием

Основными достоинствами спутниковых систем позиционирования является их глобальность, оперативность, всепогодность, оптимальная точность и эффективность. Во время исследования была проведена работа по определению координат и высоты характерных точек берега ключевого участка (таблица 1).

Продолжительность работ отсчитывалось от первой отснятой точке и до последней. В ходе данных маршрутных работ были произведены: фиксация береговой линии, анализ уклонов и экспозиции склонов – эти данные являются основой для построения карт, расчета площадей и объемов размыва. Используемое оборудование: два приёмника GNSS (Global Navigation Satellite Systems - Глобальная спутниковая навигационная система) один из которых являлся базовым, второй роверным; две тарелки, присоединяемые к приёмникам, для получения и передачи данных; контроллер, с помощью которого задаются настройки режима съемки (статика, кинематика или RTK). В ходе полевых ра-

бот установили базу на точку с известными координатами, чтобы осуществить привязку координат. Время работы базы на протяжении всего маршрута, режим съемки – статика. Далее со вторым приёмником (роверным приемником) прошли по заданному пути ключевого участка Усть-Вахсий" стационарного поста. Определение статичных объектов (закрепленных точек) – время записи в нашей работе – до получаса, режим съемки – статика (время при съемке в статике нужно увеличивать с увеличением расстоянием от места исследования до базы, для точности получения результатов). Съемка в режиме RTK осуществлялась путем использования двух GNSS-приемников и время записи производилась от створа № 10 до № 5. Во время съемки RTK не следует нарушать вертикальность вешки, и следует следить за количеством видимых спутников, параметром PDOP (Geometric Dilution of Precision – геометрическое снижение точности). Съемка в режиме Кинематики. Время записи до одной минуты. Всё, как и в режиме RTK, только требуется нажимать кнопку START, а по истечению нужного времени, снова жмём START и двигаемся дальше. Общая протяженность маршрута съемки равна 7 км. В результате были определены координаты точек берега, их высота и рассчитана площадь размыва для всего ключевого участка, которая в 2015 году составила 29 472 м². Плюсы данного метода – точность измерений, небольшие эргономичные затраты в сравнении с другими геодезическими съемками. Минусом данного метода является зависимость оборудования от видимости спутников, а именно если сильная облачность или густой лес.

Таблица 1

Краткая характеристика маршрутных работ

Дата заезда	Продолжительность	Количество отснятых точек
09.12.2013	С 8:22 до 12:42 (4 часа 20 минут)	126
01.10.2014	С 10:30 до 15:37 (5 часов 7 минут)	310
18.11.2014	С 8:22 до 12:24 (4 часа 2 минуты)	118
15 и 20.10.2015	15 – 6 часов 20 – 4 часа 30 минут	165

3) Метод ежегодных промеров по закрепленным на местности реперам.

Заключается в заложении реперов по створам в районе эрозионной активности реки. В полевых условиях производилась привязка и измерения расстояния до бровки берега с ежегодными повторениями. Плюс метода в том, что проводится детальный морфометрический мониторинг берега. Минус данного метода заключается в том, что с помощью него можно фиксировать только тенденцию

размыва на конкретной точке и требуется для получения результата длительный период наблюдения.

Представленные методы являются основой для информационной базы о динамике рельефа широтного отрезка долины реки Обь. Изучение изменения береговой линии служит основой для геоморфологической оценки современных экзогеодинамических процессов в пределах центральной части Западно-Сибирской равнины.

Литература

1. Лопатин Д.В. Вектор развития геоморфологии (приглашение к дискуссии). Геоморфология. 2015. № 3 С. 24-27.
2. Анисимов Н.В., Завадский А.С., Рулева С.Н., Сурков В.В., Тарбеева А.М., Чернов А.В. Русловые процессы на реках // Атлас Ханты-Мансийского автономного округа-Югры, г. Москва, 2004 год, с. 61-62.
3. Коркин С.Е. Природные опасности долинных ландшафтов Среднего Приобья: Монография. Нижневартовск: Изд-во Нижневарт. гуманит. ун-та, 2008. 226 с.
4. Коркин С.Е., Исыпов В.А. Фиксация и мониторинг изменения береговой линии реки Обь // Научные исследования: от теории к практике: Материалы III Междунар. науч.-практ. конф. (Чебоксары, 30 апр. 2015 г.) / редкол.: О. Н. Широков [и др.]. Чебоксары: ЦНС «Интерактив плюс», 2015. С. 44-46. // Режим доступа: https://interactive-plus.ru/discussion_platform.php?requestid=8394.

**ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ РАДИОЦЕЗИЕВОГО МЕТОДА ПРИ
ИЗУЧЕНИИ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ
НА АНТРОПОГЕННО ПРЕОБРАЗОВАННЫХ СКЛОНАХ, ОСЛОЖНЕН-
НЫХ ЛОЖБИНЫМ МИКРОРЕЛЬЕФОМ¹²**

**Паниди Е.А., **Трофимец Л.Н.*

*Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Рос-
сия, panidi@ya.ru, e.panidi@spbu.ru

**Орловский государственный университет, Орел, Россия, tro-
fimetc_1_n@mail.ru

**SPECIAL ASPECTS OF THE RADIOCAESIUM METHOD
APPLICATION FOR STUDY OF EROSION PROCESSES ON THE AN-
THROPOGENICALLY TRANSFORMED SLOPES, WHICH ARE COMPLI-
CATED WITH RAVINE MICRORELIEF**

**Panidi E.A., **Trofimets L.N.*

*Saint-Petersburg State University, Saint-Petersburg, Russia, panidi@ya.ru,
e.panidi@spbu.ru; **Orel State University, Orel, Russia, trofimetc_1_n@mail.ru

Современные эрозионные процессы на распахиваемых склонах протекают в пределах сложно устроенной эрозионной сети. В ее состав входят элементы полигонально-блочного микро рельефа палеокриогенного происхождения [1] (на водораздельных поверхностях), древние ложбины стока разного масштаба (на склонах), современные ручьи, не совпадающие с положением тальвегов древних ложбин стока [2, 3], и элементы эрозионной сети, представленные колеями от тяжелой сельскохозяйственной техники. Изучение смыва-аккумуляции во всей этой системе возможно экспериментальным путем с применением радиоцезиевого метода. Этот метод позволяет точно проводить исследования. При смыве верхнего слоя почвы радиоактивность оставшегося пахотного слоя снижается вследствие «разбавления» радиоактивной почвы почвой из «чистого» от радиоцезия подпахотного горизонта. На этом основывается радиоцезиевый метод определения смыва почвы. Для оценки темпов эрозии радиоцезиевым методом необходимо знать плотность загрязнения радиоцезием почвы на так называемых опорных площадках. Данные по плотности загрязнения на опорных площадках позволяют установить как активность цезия-137, не искаженную смывом или аккумуляцией, так и вариабельность содержания цезия-137 в почве, не связанную с эрозионно-аккумулятивными процессами. Сравнивая радиоактивность почвы на опорных площадках с измеренной радиоактивностью почвы в других точках склоновой поверхности, можно установить величину смыва или аккумуляции почвы в искомой точке. Опорные площадки – так называемые

¹² Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 15-05-07463 А

геоморфологически стабильные участки - рекомендуется выбирать таким образом, чтобы они располагались на задернованных участках междуречий крутизной не более 3 градусов. Не должно быть понижений или повышений микрорельефа и т.д. [4]. Однако, на территориях, где имеет место распространение на водораздельных поверхностях полигонально-блочного микрорельефа, представленного блочными повышениями и межблочными понижениями, а также западинами [1-3], определение опорного значения активности радиоцезия имеет свои особенности. В работе [4], упоминается о том, что на плоских приводораздельных участках, где интенсивность эрозии должна быть пренебрежимо мала, в ряде случаев «... наблюдаются пониженные величины запасов цезия-137». По всей видимости, именно «попаданием» точек пробоотбора в локальные понижения объясняется отмеченный автором факт локальных аномалий в радиоактивности почвы. Топографическая съемка или использование космических снимков сверхвысокого разрешения (рис. 1, 2), позволяют обнаружить дифференциацию водораздельной поверхности распахиваемых склонов на блочные повышения (пятна светлого цвета) и межблочные понижения (темного цвета пятна и полосы). Темный цвет указывает на влажную поверхность. Как показано Овчинниковым [1], почвенный покров на блоках и в межблочьях разный: на блоках распространены серые лесные почвы, в межблочьях – светло-серые оподзоленные почвы. В контексте нашего исследования, это может свидетельствовать о разной интенсивности эрозии в условиях разной структуры почвы.

На рис. 1 приведены фрагменты космического снимка для водораздельных поверхностей южной и северной экспозиции, в пределах которых были выбраны опорные площадки (бассейн р. Сухая Орлица, Орловский район, Орловская область). Видно, что только точки, расположенные в пределах блочных повышений, могут быть использованы для расчета опорного значения активности цезия-137. На рис. 2 приведен профиль, построенный по результатам нивелирования для трансекты 9124, расположенной на водораздельной поверхности склона южной экспозиции. Из рисунка становится ясно, что вариабельность активности цезия-137 на водораздельной поверхности (0,11-0,12) объясняется «попаданием» точек пробоотбора в локальные понижения или на локальные повышения. В тальвегах понижений активность цезия-137 снижена вследствие смыва. Найти участок, лишенный неровностей, в условиях полигонально-блочного рельефа, крайне затруднительно. Для назначения опорного значения радиоактивности почвы необходимо использовать блочные повышения как отличающиеся относительной стабильностью в аспекте развития эрозии. На рис. 1 такими участками могут считаться участки блочных повышений, обозначенные числами 1 и 2, и точки, приуроченные к блокам в пределах трансекты 9124.

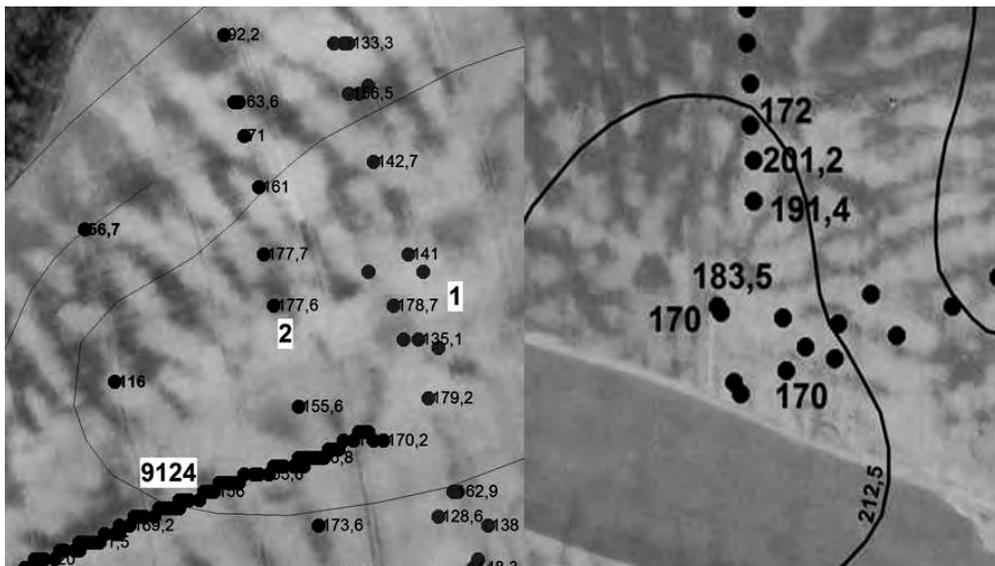


Рис. 1. Космический снимок опорных площадок (1,2,9124), на водораздельных пространствах склона южной (слева) и северной (справа) экспозиции. Снимок © Google Earth.

Согласно рекомендациям [4], при $C_v = 0,11-0,12$ достаточно четырех точек пробоотбора для установления опорного значения радиоактивности. Представляется, что статистический анализ не должен «диктовать» условия для выбора опорного значения радиоактивности в условиях полигонально-блочного микро-рельефа. Выбор опорных площадок должен производиться в два этапа. На первом – нивелирование поверхности (или использование космических снимков сверхвысокого разрешения с привязкой точек пробоотбора в пределах блочных повышений). На втором – выбор точек в области блочных повышений и установление опорного значения радиоактивности почвы. В настоящем исследовании выполнено нивелирование вдоль трансекты 9124 (рис. 2), отобраны точки, расположенные на блочных повышениях, установлено опорное значение радиоактивности почвы. За опорное было принято значение 180-200 Бк/кг. Ему соответствует запас цезия-137 в пахотном слое - 44000 Бк/м² (44 кБк/м²) (рис. 1). Следует остановиться еще на одном положении, свидетельствующем в пользу выбора в качестве опорных значений радиоактивность почвы в области блочных повышений на распахиваемых водораздельных участках поля. Известно, что на участках, покрытых естественной растительностью (которая не выносятся за пределы участка), с опадом осенью в почву возвращается та часть радиоактивного вещества, которая перешла в растения за период вегетации. Вынос радиоцезия с урожаем на поле, засеянном озимыми (по данным Центра химизации и сельскохозяйственной радиологии «Орловский»), достигает 1% и более от радиоактивности почвы. При активности радиоцезия в почве 169 Бк/кг ак-

тивность радиоцезия в зерне пшеницы составляла 1,01 Бк/кг, в соломе - 1,7 Бк/кг [5]. То есть, за 30 лет радиоактивность почвы (помимо естественного распада) на засеваемых полях уменьшилась более чем на 30% (за счет выноса цезия-137 с урожаем). На залуженных участках цезий-137 с растительным опадом вновь возвращается в почву. По истечении 30 лет на залуженных участках радиоактивность почвы должна быть, по меньшей мере, на 30% выше, чем на распаханых водоразделах. Используя в расчетах смыва почвы опорное значение радиоактивности по данным залуженного участка, мы фактически увеличиваем ошибку расчета смыва в сторону его завышения не менее чем на 30% (за период с 1986 года по настоящее время). Таким образом, правильнее принимать за фоновое (опорное) значение радиоактивность почвы на блочных повышениях водораздельных пространств конкретного распаханного склона.

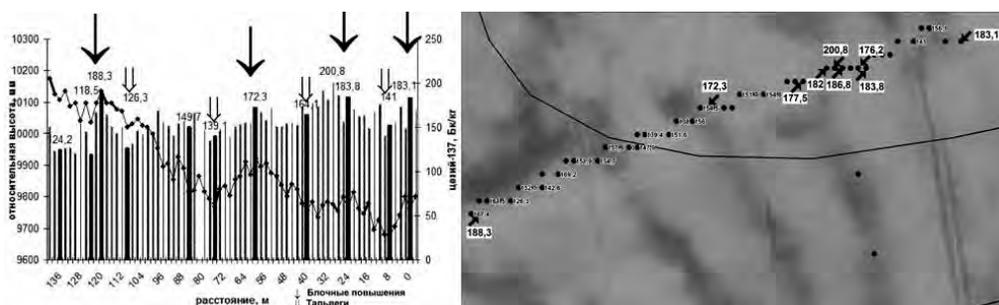


Рис. 2. Профиль вдоль трансекты 9124 (слева). Справа - точки пробоотбора вдоль трансекты 9124 (южная экспозиция). Светлые участки - блочные повышения. Стрелки на диаграмме и снимке указывают на опорные точки. Числа у точек - активность цезия-137, Бк/кг. Числа в рамках на блочных повышениях приняты для определения опорного значения цезия-137. Снимок © Google Earth.

Послойный отбор проб почвы в тальвегах ложбин и ручьев и построение зависимости смыва почвы (см) от активности цезия-137 в интегральном образце, отобранном в пахотном горизонте, позволили получить значения смыва почвы в элементах эрозионной сети. На склоне южной экспозиции максимальная интенсивность смыва почвы отмечается в тальвегах ложбин площадью 230000 м² длиной 1 км (интенсивность смыва достигает 90 т/га год, сокращаясь в зонах аккумуляции в 1,3-1,4 раза). Следом идут современные ручьи (до 50 т/га год) и древние ложбины стока глубиной 2,5 м и площадью сбора 45000 м² длиной до 400 м (45,7 т/га год). Смыв в микроложбинах площадью 12000 м² - 38,9 т/га год. Замыкают ряд колеи, максимальный смыв в которых достигает 35 т/га год. На склоне северной экспозиции максимальный смыв в тальвегах распределен следующим образом: современные ручьи (до 37 т/га в год); колеи (до 34 т/га в год); ложбины площадью сбора 23000 м² - 15,7 т/га год. Максимальный смыв в ручьях и колеях на склоне северной экспозиции превышает значения смыва в

талвегах ложбин, соизмеримых с длиной склона (300 - 400м) площадью 23000 м².

Литература

1. Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Овчинников А.Ю. Палеокриогенез и разнообразие почв центра Восточно-Европейской равнины. М.: ГЕОС, 2010. 160 с.
2. Трофимец Л.Н., Паниди Е.А., Иванеха Т.Л. Роль современной речевой сети в трансформации рельефа распахиваемых склонов. Ученые записки Орловского государственного университета. Серия «Естественные, технические и медицинские науки». Орел, 2014. № 4(67). Изд-во ФГБОУ ВПО «Орловский государственный университет». С. 447-454.
3. Trofimetz L., Panidi E. Study of soil loss quantity on the arable territories using estimations of soil pollutants migration and geomorphometric parameters of the microrelief. International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2015, Book 3, Volume 2, 2015. pp. 341-348.
4. Маркелов М.В. Современные эрозионно-аккумулятивные процессы в верхних звеньях гидрографической сети лесной и лесостепной зон. Автореферат канд. дисс. Москва, 2004. 26 с.
5. Казьмин В.М. Агрэкологические основы оптимизации плодородия почв, загрязненных радионуклидами в Центральной лесостепи. Диссертация докт. с/х. наук. Курск, 2006. 338 с.

МНОГООБРАЗИЕ ПОДХОДОВ К КАРТОГРАФИРОВАНИЮ ЭКОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ТЕРРИТОРИИ

Петрова И.Ф.

Институт географии РАН, Москва, Россия, ifpetrova@igras.ru

DIVERSITY OF APPROACHES TO MAPPING THE ECOLOGICAL-GEOMORPHOLOGICAL CONDITION OF THE TERRITORY

Petrova I.F.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia, ifpetrova@igras.ru

В литературе наблюдается многообразие подходов к названию общей интегрированной оценки территории с экологических позиций: экологическая обстановка; экологическое состояние; экологическая ситуация; экологические условия; экологические обстоятельства; экологическая напряженность; экологические проблемы. Эти термины используются и в практике эколого-геоморфологического картографирования. При этом их единое общепризнанное определение отсутствует.

По мнению Б.А. Новаковского с соавторами [1], экологи-

геоморфологическое состояние - это свойство территориальной системы, сохраняющей качественное постоянство структуры и функционирования на определенном отрезке времени в результате установившихся (саморегулирующихся) отношений в системе «рельеф-хозяйственная деятельность человека».

Эколого-геоморфологическую обстановку они определяют как относительно устойчивую комбинацию форм рельефа территории, определяющую тип воздействия рельефа на элементы системы «природа-хозяйство-население» [1]. Похожее определение приводит В.И. Кружалин [2].

Эколого-геоморфологическая ситуация - это следствие взаимодействия природных и техногенных процессов (событий и явлений), регулируемых морфологией, происхождением, возрастом рельефа и свойствами литогенной основы [1, 2]. А.В. Кошкаревым с соавторами эколого-геоморфологическая ситуация определяется как совокупность геоморфологических условий, возникающих вследствие взаимодействия природных и техногенных процессов и определяющих степень благоприятности территории для жизни населения [3].

Экстремальные эколого-геоморфологические ситуации — совокупность геоморфологических явлений, возникающих вследствие экстремального (необычного, качественно отличающегося от любого из типичных) проявления активизации или затухания рельефообразующих природных (экзогенных и/или эндогенных) и техногенных процессов, или вследствие взаимодействия природных и техногенных факторов, имеющих негативные социальные последствия, которые ухудшают эколого-геоморфологические и инженерно-геоморфологические условия жизни и ведения хозяйства на какое-то время или навсегда [4].

Среди созданных на сегодняшний день эколого-геоморфологических карт карты состояния занимают третье место после карт опасностей и рисков.

Они являются оценочными (реже оценочно-прогнозными) картами синтезированных показателей. Подобная оценка проводится с определенной точки зрения на основе одного или нескольких специально выбранных критериев. Субъекты этой оценки могут быть разные.

Например, современное состояние сравнивается с тем, которое было до воздействия человека. Таким образом, критерием оценки здесь выступает близость к «доагрикультурному» или «допромышленному» состоянию, которая может быть оценена, например, степенью нарушенности рельефа. Вербальная оценка категорий в данном случае бывает следующей: от практически ненарушенных территорий до полностью измененных.

Другой подход основан на оценке благоприятности рельефа для проживания человека, ведения той или иной хозяйственной деятельности, для выноса загрязняющих веществ [5]. Вербальная оценка категорий: от разной степени благоприятных – до разной степени неблагоприятных.

Иногда оценивается наличие опасных процессов и острота эколого-геоморфологического состояния (или ситуации) в рамках терминов: «благоприятное», «удовлетворительное», «острое», «напряженное», «конфликтное», «кри-

зисное», «критическое», «катастрофическое»; или «опасное», «менее опасное», «относительно безопасное» [6] и т.п.

К оценочно-прогнозным можно отнести карты, основанные на показателях стабильности рельефа (вербальная оценка категорий от «относительно стабильных» до «нестабильных» [6]) или устойчивости рельефа к тем или иным видам антропогенных воздействий (вербальная оценка категорий от «устойчивых» до разной степени неустойчивых [7]).

К интегральным экологическим оценкам рельефа можно отнести и напряженность геоморфологических процессов, представляющую собой, по мнению Е.В. Лебедевой с соавторами, степень готовности геоморфосистемы выйти из состояния равновесия под воздействием внешних и /или внутренних факторов [8].

В.И. Петина с соавторами оценивают степень напряженности эколого-геоморфологической ситуации интенсивностью проявления опасных геолого-геоморфологических процессов, которые зависят от таких морфометрических характеристик рельефа как: густота горизонтального расчленения рельефа, величина вертикального расчленения рельефа, углы наклона земной поверхности [9].

Еще одним интегральным экологическим показателем рельефа может служить «степень проявления экстремальных геоморфологических процессов [10].

При выделении категорий эколого-геоморфологического состояния чаще всего сначала дается относительная оценка состояния (на основе экспертной оценки, числовых критериев и т.п.), то есть проводится ранжирование. За наилучшее состояние принимается так называемый фон, представляющей собой незатронутые или мало затронутые человеческой деятельностью природные ландшафты, реже некоторые усредненные для исследуемой территории показатели. Затем территории ранжируются по степени ухудшения показателя, принятого за основу дифференциации. Вербальные характеристики даются потом, чтобы обозначить выделенные градации, число которых, большей частью, произвольно.

Иногда используются разного рода балльные оценки [6], или предварительно разработанные подробные классификации, такие как функционально-генетическая классификация эколого-геоморфологических обстановок [2].

Одним из распространенных подходов является выделение только отдельных категорий, например, только экстремальных состояний (ситуаций).

На картах, в названиях которых есть слова «эколого-геоморфологическая ситуация», «эколого-геоморфологическая обстановка» и т.п., может быть показана совокупность отдельных характеристик, параметров без выделения интегрального показателя, например, наличие опасных природных процессов или явлений (на карте «Виды эколого-геоморфологических обстановок» для Ногинского района Московской области показаны современные и вероятные экзогенные процессы [1]).

Карты эколого-геоморфологического состояния могут быть как полностью

самостоятельными произведениями, так и являться частью комплексной оценки экологического состояния в целом. В качестве примера можно привести карту оценки влияния геолого-геоморфологических процессов на формирование экологических ситуаций [11].

Приведенный краткий обзор подходов к картографированию эколого-геоморфологического состояния территории показывает их многообразие, что связано, в первую очередь, с отсутствием единой терминологической базы и молодостью этого направления тематического картографирования.

Литература

1. Новаковский Б.А., Симонов Ю.Г., Тульская Н.И. Эколого-геоморфологическое картографирование Московской области. М.: Научный мир, 2005. 72 с.
2. Кружалин В.И. Экологическая геоморфология суши. М.: Научный мир, 2001. 176 с.
3. Кошкарев А.В., Козлова А.Е., Лихачева Э.А., Мерзлякова И.А., Тимофеев Д.А., Чеснокова И.В. Геоморфологическая опасность и риск. Известия АН. Сер. географ. 2001. № 4. С. 93-98.
4. Козлова А.Е., Локшин Г.П., Чеснокова И.В., Кошкарев А.В., Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А. Карта районирования территории России по степени экстремальности развития эколого-геоморфологических ситуаций / Изменения природно-территориальных комплексов в зонах антропогенного воздействия. Объединенный научный совет по фундаментальным географическим проблемам. М.: Медиа-Пресс, 2006. С. 20-30.
5. Скрипко В.В., Платонова С.Г. Использование бассейнового анализа в оценке эколого-геоморфологического состояния (на примере Приобского плато) // Эколого-географические исследования в речных бассейнах: Материалы четвертой всероссийской научно-практической конференции. Воронеж: Воронежский государственный педагогический университет, 2014. С. 53-58.
6. Горелов С.К. О проблеме эколого-геоморфологического картографирования (на примере территории Северной Евразии) // Геоморфология. 2008. № 2. С. 61-66.
7. Большов С.И., Бредихин А.В., Еременко Е.А. Основы концепции геоморфологической безопасности // Экзогенные рельефообразующие процессы: результаты исследований в России и странах СНГ. Материалы XXXIV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Волгоград, 2014. С. 19-25.
8. Лебедева Е.В., Шварев С.В., Готванский В.И. Природно-обусловленная напряженность геоморфологических процессов территории Дальнего Востока России // Геоморфология, 2014. № 4. С. 48-59
9. Петина В.И., Гайворонская Н.И., Белоусова Л.И. Эколого-геоморфологическая оценка урбанизированных территорий с целью выявления рисков на примере г. Белгорода // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки. 2011. Вып. 21, т. 17. С. 137-143.
10. Курлович Д.М. Оценка геоморфологического риска и антропогенного воздействия на рельеф Белорусского Поозерья (на основе ГИС-технологий) // Природные ресурсы. 2005. № 2. С. 76-81.
11. Мицул Е.З., Сыродоев Г.Н., Олейник В.А.. Оценка воздействия современных рельефообразующих процессов на формирование экологических ситуаций // Геоэкологические исследования в Республике Молдова, Chisinau, 1994. С. 13-18.

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БАСЕЙНОВОГО АНАЛИЗА
ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА
ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ**

*Платонова С.Г., Скрипко В.В.**

Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия,
sgplatonova@mail.ru

*Алтайский государственный университет, Барнаул, Россия, skripko@inbox.ru

**BASIN ANALYSIS FOR THE RELIEF DEVELOPMENT RESTORING
IN THE SOUTH-EAST OF WESTERN SIBERIA**

*Platonova S.G., Skripko V.V.**

Institute for Water and Environmental Problems SB RAS, Barnaul, Russia,
sgplatonova@mail.ru

*Altay State University, Barnaul, Russia, skripko@inbox.ru

Восстановление истории развития рельефа земной поверхности является одной из актуальных проблем геоморфологии, для решения которой используется сочетание различных геологических и геоморфологических методов. Важное место среди них, наряду с прочими, занимает морфометрический анализ рельефа, к которому относится изучение внутреннего строения речных бассейнов (бассейновый анализ). Можно полагать, что в структуре речных бассейнов определенным образом отражается история развития рельефа, и тогда перед нами встает задача выявить и использовать те возможности, которые предоставляет бассейновый анализ для её исследования.

Методика бассейнового анализа, применяемого для решения геоморфологических задач наиболее полно изложена в работе Ю.Г. Симонова и Т.Ю. Симоновой [1]. Она основана на выделении структурных элементов и выявлении их взаимоотношений внутри бассейна. Такими элементами являются иерархически упорядоченные русла и склоны, соотношение между которыми определяется через структурные индексы. Обычно используется 4 основных индекса: индекс структуры бифуркации (ИСБ), дающий представление о количестве и соотношении русел разного порядка; индекс структуры площадей (ИСП), показывающий соотношение площадей водосборов разных порядков; индекс структуры длин (ИСД), вычисляющийся как соотношение средних длин разнопорядковых русел; индекс структуры уклонов (ИСУ), как соотношение средних уклонов русел разного порядка.

Объектом анализа было выбрано Приобское плато, как наиболее крупная (порядка 50 тыс. км²) и интересная с точки зрения истории развития рельефа морфоструктура юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Поверхность плато прорезана серией субпараллельных ложбин древнего стока, унаследованных долинами современных рек Кулунды, Касмалы, Барнаулки и Алея,

разделяющихся увалами. Бассейны этих рек, дренирующих Приобское плато, имеют разный базис эрозии. Река Кулунда принадлежит области внутреннего стока с базисом эрозии Кулундинское озеро, а Касмала, Барнаулка и Алей являются левыми притоками Оби. Ложбины древнего стока неоднородны как по морфологии, так и по генезису и возрасту, что нашло отражение в структуре сформировавшихся на их склонах речных бассейнов.

В общих чертах история развития рельефа Приобского плато согласно А.М. Малолетко [2] и С.В. Лютцау с соавторами [3] может быть представлена следующим образом. Рельеф исследуемой территории создан экзогенными процессами, проявляющимися на фоне медленных и сравнительно слабо дифференцированных опусканий в течение неогенового и четвертичного периодов.

В начале кайнозоя здесь существовал пенеплен, образовавшийся на месте палеозойских горных сооружений, в дальнейшем деформированный новейшими тектоническими движениями. В новейшее время пенеплен был опущен и погребен под отложениями Кулундинской впадины, в пределах которой были сформирована аккумулятивная равнина будущего Приобского плато.

В начале и середине плейстоцена был сформирован в основных чертах исходный аккумулятивный рельеф. В условиях преобладающего опускания территории происходило накопление мощной толщи аллювиальных и эоловых отложений красnodубровской свиты и образование обширных эолово-аллювиальных (лессовых) равнин, местами (в северной и западной частях Приобского плато) сохранивших свой первоначальный вид [3, 4]. Параллельно на протяжении среднего и позднего плейстоцена шли процессы облессования, которые были результатом преобладающего климата той эпохи – сухого и континентального, характерного для зоны степей и полупустынь с холодными и сухими зимами и относительно жарким и сухим летом. В конце среднего плейстоцена, по мнению А.М. Малолетко [2], в условиях высокого положения базиса эрозии, предгорьях Алтая возникла система перегруженных наносами водотоков с неустойчивыми распластанными руслами – ложбины древнего стока, но не всех, а наиболее близко расположенных к горным сооружениям Алтая (Алейская, Барнаулкинская и Касмалинская).

В позднем плейстоцене началось поднятие большей части этой территории, которое привело к переработке аккумулятивного рельефа под влиянием эрозионных и эоловых процессов и к обособлению Приобского плато от других морфоструктур юго-восточной части Западно-Сибирской низменности [3].

Значительное понижение базиса эрозии, как следствие это поднятия, повлекло за собой формирование террасированных речных долин, врезанных в днища среднеплейстоценовых ложбин на ту или иную глубину. В этот этап развитие долин, наложенных на ложбины, отражало физико-географические условия конкретного бассейна. Алей, получавший значительную массу воды, с гор, выработал довольно глубокую (около 100 м) долину, оформленную серией надпойменных террас. Барнаулка и Касмала, расположенные в более аридной зоне и имеющие малую площадь водосбора, были сравнительно маловодными и

почти не имели притоков. Эрозионная переработка древних ложбин здесь была незначительной, а сами позднеплейстоценовые долины неглубокие, оформлены одной (?) террасой (средний уровень) [2].

В позднем плейстоцене долины были подработаны ветром, который в значительной мере перевеял аллювиальные отложения этих рек. Совпадение ориентировки долин с направлением преобладающих ветров создавало эффект аэродинамической трубы и способствовало усилению эоловой переработки речных отложений и склонов долин. В следующую – плювиальную – фазу на смену эоловым процессам пришли процессы водной эрозии и аккумуляции. В результате часть эоловых песков была переработана водными потоками. В конце позднего плейстоцена аллювиальные и древнеэоловые отложения вновь подверглись эоловой переработке, завершившейся в основном в раннем голоцене. Приспосабливаясь к бугристому рельефу ложбин, в голоцене заложились и современные реки Барнаулка и Касмала. Узкие долинки этих рек оформлены только низкой поймой [2].

В позднем плейстоцене произошло заложение самых молодых Кулундинских ложбин, в образовании которых большое значение имели дефляционные процессы. Об этом свидетельствует не только отсутствие высоких террас, но и некоторые прямые определения времени проявления этого процесса. Нижнекулундинская ложбина соединяется у с. Плотниково с долиной Оби сквозной долиной, тальвег которой превышает уровень Оби на 16–18 м. Формирование Кулундинских ложбин произошло в сартанское время (20–10 тыс. лет назад), что подтверждается отсутствием в долинах Кулунды высоких террас [2].

Современное время (голоцен) характеризуется продолжающимися процессами переработки исходного рельефа, которые в разных частях Приобского плато находятся на разных стадиях, что связано с различным направлением и амплитудой новейших тектонических движений, а также с климатическими условиями территории (аридизацией климата после плювиальных условий сартанского ледниковья).

Для выявления различий в структуре речных бассейнов, расположенных на склонах охарактеризованных выше ложбин был выполнен бассейновый анализ. Наиболее удобной операционной единицей бассейнового анализа согласно Ю.Г. Симонову [1] являются бассейны 3-го порядка. Построение модели русловой сети, определение порядков русел, и расчет структурных индексов выполнены в ArcGIS на основе цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM-90. Расчет дренажной сети производился на основе производного растра аккумуляции стока, где каждая ячейка содержит информацию о количестве вышерасположенных по рельефу ячеек, сток из которых проходит через нее [5]. При расчете было задано определенное эмпирическим путем пороговое значение количества ячеек растра, дающих сток равное 1000.

Всего на исследуемой территории в выбранном масштабе исследования на основе ЦМР в среде ArcGIS было выделено 78 бассейнов 3-го порядка, для ко-

торых рассчитаны структурные индексы площадей, длин, уклонов и бифуркации.

В результате проведенного анализа установлено, что особенности истории развития и строения ложбин нашли отражение в структуре речных бассейнов 3-го порядка. Их площадь, уклоны, форма в плане и структурные характеристики различаются в зависимости от приуроченности к конкретной ложбине или ли ее части (рисунок).

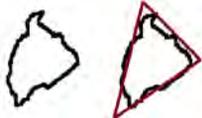
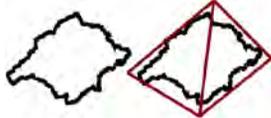
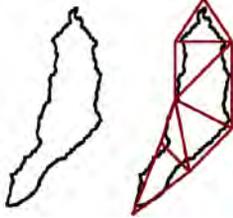
Некоторые показатели бассейнов 3-го порядка	Ложбины древнего стока		
	Алейская	Барнаулкинская	Кулундинская
	Возраст		
	Конец среднего плейстоцена		Поздний плейстоцен
Средняя площадь, км ²	167	169	224
Средний уклон бассейна	0,037	0,029	0,022
Характерная форма бассейнов в плане	 <p>Простая треугольная или грушеобразная</p>	 <p>Усложнённая ромбовидная</p>	 <p>Сложная вытянутая</p>

Рисунок. Различия в строении бассейнов третьего порядка в зависимости от приуроченности к ложбине древнего стока.

В общем случае по направлению от более молодой и удаленной от гор Алтая Кулундинской ложбины к наиболее древней и близкорасположенной Алейской ложбине происходит уменьшение средней площади бассейнов 3-го порядка с 224 до 167 км², увеличение среднего уклона речного бассейна с 0,022 до 0,037 и упрощение формы в плане от усложненной и вытянутой до простой грушеобразной, характерной для более зрелых бассейнов.

Таким образом, особенности строения речных бассейнов которые можно установить с помощью бассейнового анализа во многом определяются историей развития рельефа территории, и следовательно потенциально могут быть использованы для её восстановления.

Литература

1. Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю. Речной бассейн и бассейновая организация географической оболочки // Эрозия почв и русловые процессы. М., 2003. Вып. 14. С. 7–32.
2. Малолетко А.М. Лощинно-увалистый рельеф Степного Приобья и Кулунды и его происхождение // Вопросы географии Сибири. Томск, 1976. С. 124–140.
3. Лютцау С.В., Николаевская Е.М., Сладкопевцев С.А. Рельеф // Атлас Алтайского края. М.-Барнаул, 1978. Т. 1. С. 181–184.
4. Воскресенский С.В. Геоморфология Сибири. М., 1962. 352 с.
5. Яковченко С.Г., Жоров В.А., Постнова И.С. Создание и использование цифровых моделей рельефа в гидрологических и геоморфологических исследованиях. Кемерово, 2004. 92 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ВОДОХРАНИЛИЩА ПРИ НЕУСТАНОВИВШЕМСЯ ДВИЖЕНИИ ВОДЫ

Рахуба А.В.¹, Шмакова М.В.²

¹ Институт экологии Волжского бассейна РАН, Тольятти, Россия,
rahavum@mail.ru

² Институт озероведения РАН, СПб, Россия, m-shmakova@yandex.ru

MODELING OF THE RESERVOIR BOTTOM RELIEF FORMATION AT A STEADY MOVEMENT OF WATER

Rakhuba A.V.¹, Shmakova M.V.²

¹ Institute of Ecology of Volga Basin RAS, Tolyatti, Russia, rahavum@mail.ru

² Institute of Limnology RAS, SPb, Russia, m-shmakova@yandex.ru

Основные положения. В основе многих гидродинамических моделей водохранилищ лежит система уравнений «мелкой воды». Эта система аппроксимирует процессы движения водных масс в акватории водохранилища. Одной из основных проблем при написании гидродинамической модели является задание касательных напряжений на твердой границе потока. Традиционно, касательные напряжения задаются либо согласно логарифмическому закону сопротивлений, либо с использованием параметра шероховатости, прописанному в формуле Шези.

Если гидродинамическая модель водохранилища описывает не только циркуляцию водных масс, но и процессы перераспределения твердого вещества в теле водохранилища, то встает задача выбора оптимальных алгоритмов переноса частиц, намыва и размыва дна. Наиболее правильным путем решения поставленной задачи является аппроксимирование гидродинамических процессов, происходящих в водохранилище, уравнениями взвесенесущего потока (напри-

мер, [4]). Однако, часто исследователи дополняют однофазные уравнения потока формулами общего расхода наносов.

Настоящая работа посвящена моделированию заиления приплотинного плеса Куйбышевского водохранилища при неустановившемся движении воды. В основу расчетов изменения отметок дна приплотинного плеса Куйбышевского водохранилища, вызванных влиянием неустановившегося режима стока в данной работе легла гидродинамическая модель водохранилища [2], разработанная А.В. Рахубой в институте Экологии Волжского бассейна РАН, дополненная формулой общего расхода наносов.

Можно выделить три основных этапа данной работы:

1. Выбор наиболее работоспособной формулы общего расхода наносов.
2. Оценка касательных напряжений на дне различными формулами для гидравлических сопротивлений и анализ зависимости коэффициентов сопротивления от фазы водности потока.
3. Расчет заиления приплотинного плеса Куйбышевского водохранилища речными наносами в различные фазы водности.

Формула общего расхода наносов. Общий расход наносов является функцией гидравлических характеристик потока – средней скорости потока, глубины, расхода воды, уклона, размера, гидравлической крупности и плотности частиц, а также касательного напряжения на твердой границе потока. В настоящей работе проводится сравнительный анализ результатов расчетов по некоторым формулам общего расхода наносов – Янга (Yang S. Q.) и Лима (Lim S. Y.), Эккерса (Ackers P.) и Уайта (White W. R.), Карима (Karim M.F.) и Кеннеди (Kennedy J.F.), Янга (Yang C.T.), Энгелунда (Engelund F.) и Хансена (Hansen E.), Молинаса (Molinas A.) и Ву (Wu B.), Р. Бэгнольда, Карасева И. Ф., Гончарова В.Н. и по аналитической формуле расхода наносов [4].

В качестве расчетного материала использовались данные наблюдений на 15 гидрометрических створах, расположенных на американских реках штатов Аляска, Айдахо, Колорадо, Вашингтон и Висконсин.

Среднее относительное отклонение по всем исследуемым водотокам составило от 55% (аналитическая формула расхода наносов) до 72% (формула Энгелунда-Хансена). Формулы Янга, Молинаса и Ву, Карасева и Гончарова показали плохие результаты (превышение над наблюдаемыми расходами наносов составило более 1000%, также имели место отрицательные значения).

Касательные напряжения на твердой границе потока. В качестве численного эксперимента, касательные напряжения τ , кг/(м·с²) на твердой границе потока были заданы следующими формулами:

1. Формула логарифмического закона стенки по Карману

$$\frac{\tau}{\rho} = \frac{k^2 \cdot |v|v}{(\ln(h/n))^2}, \quad (1)$$

где k – постоянная Кармана равная 0,41; h – глубина потока, м; n – коэффициент шероховатости, б/р; v – средняя глубина потока, м/с; ρ – плотность воды, кг/м³.

2. Формула Шези - Манинга

$$\frac{\tau}{\rho} = \frac{gn^2 \cdot |v|v}{h^{1/3}}, \quad (2)$$

где g – ускорение свободного падения, m/c^2 .

3. Сопротивление грунта сдвигу [4]

$$\frac{\tau}{\rho} = \frac{(1-f) \cdot |v|v}{2} + \frac{c}{\rho}, \quad (3)$$

где f – коэффициент внутреннего трения, б/р; c – сцепление частиц грунта при сдвиге, $kg/(m \cdot c^2)$.

В целом, результаты расчетов по представленным формулам для касательного напряжения на твердой границе потока показали одинаково хороший результат.

Очевидно, что в зависимости от фазы водности реки, от степени наполненности русла, меняется и значение величины, характеризующей сопротивление. В период высокой водности площадь соприкосновения потока с руслом будет больше, чем в период межени. С другой же стороны, сила гидродинамического давления потока на подстилающую поверхность в заданном замыкающем створе прямо пропорциональна водности потока. Ввиду этого, для периода большой водности и для периода межени – параметры шероховатости оптимизировались отдельно. В результате оптимизации этих параметров, и также, как для формул общего расхода наносов, было получено, что каждому периоду водности соответствует свой параметр гидравлического сопротивления. Причем, для периода межени для формул (1) и (2) $n=0.1$, для формулы (3) $f=0.93$, а для периода большой воды по формуле (1) $n=0.02$, по формуле (2) $n=0.034$, по формуле (3) $f=0.97$.

Расчет заиления. По результатам предыдущих вычислений система гидродинамических уравнений, была дополнена аналитической формулой расхода наносов [4]

$$G = \frac{\rho_{грунта}}{\rho_{грунта} - \rho} Q \left[\frac{c}{hg} - (1-f)\rho_{воды} I \right],$$

где G – общий расход наносов, kg/c ; Q – расход воды, m^3/c ; c – сцепление частиц грунта при сдвиге, $kg/(m \cdot c^2)$; I – уклон потока, б/р; $\rho_{грунта}$ – плотность грунта, kg/m^3 .

Совместное решение представленных выше уравнений и аналитической формулы расхода наносов позволило вычислить изменения морфометрических характеристик ложа водохранилища. При изменении гидравлики потока меняется и его транспортирующий потенциал в отдельных ячейках. В зависимости от изменения транспортирующего потенциала соответствующая масса наносов или осаждается на дно, или, наоборот, вымывается с площади, характеризуемой размером ячейки.

Акватория приплотинной части Куйбышевского водохранилища была разбита на 10268 расчетных узлов прямоугольной сетки с шагом 200 м. Модельный

шаг по времени составил 3 с. Вычисления проводились по данным наблюдений за расходом воды в створе плотины Куйбышевского водохранилища за 2001 год в период с 15 апреля по 7 августа. На рис. 1 приводится гидрограф р. Волга – створ Жигулевская ГЭС за 2001 год с выделенным периодом моделирования, представленным основными фазами водности: 1 – подъем половодья; 2 – период большой воды; 3 – период спада половодья; 4 – меженный период.

На рис.2 приведены карты размыва (а) и намыва (б) за периоды подъема и спада половодья. Размывающая способность течений достаточно велика. Максимальный размыв приходится на глубоководную зону в районе Климовского сужения и приплотинную зону водохранилища, и составляет 41,5 кг/с. Данные натурных исследований по наносом Куйбышевского водохранилища, представленные в работе [3] подтверждают явление смыва продуктов заиления в период весенней пульсации скоростей стокового течения. На спаде половодья скорость стокового течения снижается, усиливая аккумуляционную способность водохранилища, которая также приходится на глубоководные районы. Максимальный намыв здесь составляет 42,4 кг/с.

В мелководных зонах Куйбышевского водохранилища размыв и аккумуляция за счет действия стокового течения незначительны и изменяются в диапазоне от 0 до 0,2 кг/с.

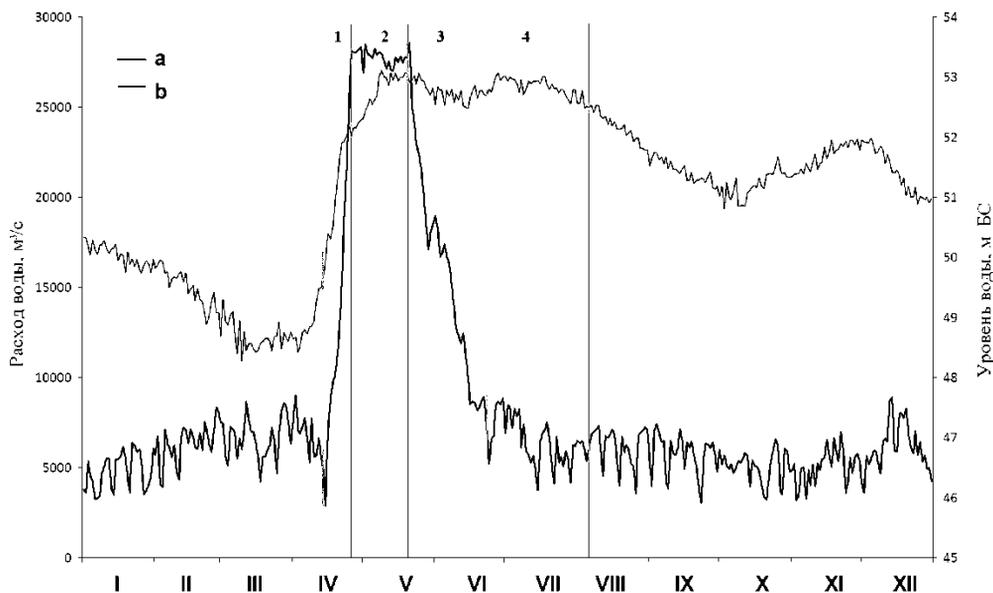


Рис. 1. Внутригодовой ход расхода (а) и уровня (б) воды р. Волга – створ Жигулевская ГЭС за 2001 год (1 – 4 – периоды моделирования)

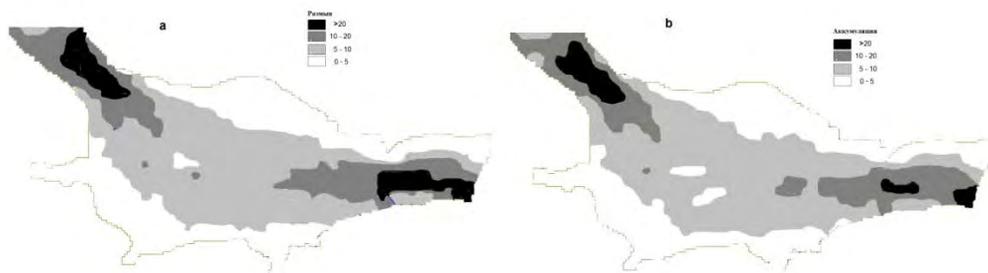


Рис. 2. Карты размыва (а) и намыва (б) за периоды соответственно подъема и спада половодья, кг/с

Таким образом, модельные расчеты показывают, что неустановившийся режим на Куйбышевском водохранилище способствует неравномерному распределению донных отложений. Полученные результаты в среднем соответствуют интенсивности заиления Куйбышевского водохранилища речными наносами – 8–9 мм/год [1, 3].

Литература

1. Лукин А.В. Куйбышевское водохранилище // Изв. ГосНИОРХ. Т.Л. 1961
2. Рахуба А.В. Гидроэкологические исследования водных объектов с использованием измерительно-вычислительной системы «Хитон – Волна» // Информационно-вычислительные технологии и их приложения. Пенза: РИО ПГСХА, 2012. С. 64-68.
3. Ступишин А.В., Трофимов А.М., Широков В.М. Географические особенности формирования берегов и ложа Куйбышевского водохранилища. Казань, 1981. 184 с.
4. Шмакова М.В. Теория и практика математического моделирования речных потоков. СПб: Издательство Лема, 2013. 142 с.

ПРИМЕНЕНИЕ ПЕТРОМАГНИТНОГО МЕТОДА ПРИ ИНДИКАЦИИ ПЛОСКОСТНОЙ ЭРОЗИИ

Решетников М.В., Шешнёв А.С.

Саратовский национальный исследовательский государственный университет
им. Н.Г. Чернышевского, Саратов, Россия, rnv85@list.ru

APPLICATION OF THE PETROMAGNETIC METHOD IN SHEET EROSION INDICATION

Reshetnikov M.V., Sheshnev A.S.

National Research Saratov State University, Saratov, Russia, rnv85@list.ru

Получение надежных данных о плоскостной эрозии требует детальных многолетних наблюдений. Выделение на склоновых пространствах областей сноса, транзита и аккумуляции рыхлого материала представляется важной задачей для решения вопросов сельского хозяйства и инженерного обустройства.

Классический вид делювиальных склонов Поволжья следующий: средняя длина – 80–100 м, уклоны – 15–20°. Делювиальные склоны характеризуются наличием трех областей: эрозии, транзита и аккумуляции материала. Первая область имеет в большинстве случаев выпуклый профиль, вторая – прямой, а третья – вогнутый. Мощность делювиальных отложений от основания склона резко увеличивается, и, достигая пика, идет на спад, а к вершине они почти полностью выклиниваются [1].

Петромагнитный метод широко применяется в науках о Земле и экологии. Наибольшее распространение он находит при стратиграфических [2], палеографических [3] и эколого-почвенных исследованиях [4; 5]. Экспрессность и доступность получения и обработки информации определяют достоинства петромагнитного метода, основанного на изучении магнитных свойств горных пород. Магнитная восприимчивость (МВ) рыхлых отложений связана с присутствием минералов железа, главным образом гидроксидов.

Авторами апробирована экспресс-методика выделения областей сноса и аккумуляции материала на делювиальных склонах, основанная на изучении петромагнитных свойств рыхлых отложений.

Основанием постановки опытных работ послужили следующие положения:

- аккумуляции магнитных частиц способствует тяжелый механический состав рыхлых отложений. С повышением содержания глинистой фракции увеличивается магнитная восприимчивость;
- для Саратовского Поволжья установлен большой процент песчаных частиц в обломочном материале на крутых склонах. На пологих склонах содержание песчаных частиц падает, и возрастает доля глинистых. На выпуклых склонах механический состав делювиальных отложений более легкий, чем на вогнутых.

Наблюдается снижение содержания гравийного и песчаного материала вниз по склону и увеличение у основания глинистых частиц.

– содержание фракций отражает интенсивность эрозионного процесса. Глинистый состав характеризует зоны аккумуляции обломочного материала, песчаный – зоны размыва. Поскольку в глинистом материале содержание магнитных частиц больше, чем в песчаных, то показатель магнитной восприимчивости можно считать индикатором интенсивности эрозионных процессов. Связь получается обратно пропорциональной: с возрастанием интенсивности эрозионных процессов магнитная восприимчивость делювиальных отложений уменьшается.

Исследования включали выполнение работ на четырех склонах разных экспозиций (ЮВ, СЗ, СВ и ЮЗ), приуроченных к денудационному уступу Лысогорского массива в пределах территории Саратова. Длина профилей составляла 90-100 м, крутизна склонов 15-20°. Делювиальные отложения повсеместно развиты на склонах Лысогорского массива, представлены суглинками и супесями с примесью дресвы и щебня коренных пород.

На территории проведения работ выделяются два основных типа рельефа – водораздельная поверхность плиоценового возраста и поверхность склона водораздельного пространства позднеплейстоценового возраста. Абсолютные отметки денудационного уступа от 125 до 275 м при крутизне 15–25°. На исследуемой территории активно проявляются процессы линейной и плоскостной эрозии с аккумуляцией рыхлого материала у подножий склонов.

В полевых и камеральных условиях применены следующие методы исследований:

– *Анализ мощностей делювиальных отложений.* Визуальный анализ, изучение мощностей рыхлых отложений и формы склонов позволяют судить об интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов, сходстве и отличиях в механизме формирования поверхностей разных экспозиций. На склонах через каждые десять метров в шурфах определялась мощность рыхлых отложений.

– *Гранулометрический анализ.* Отбор проб осуществлялся с двух глубин. Первая – 5 см, дает представление о механическом составе почв. Для изучаемых склонов с маломощным почвенным покровом данная глубина является подошвой гумусового горизонта. Второй пробоотбор представляет собой объединенную массу рыхлого материала, по которой дается характеристика гранулометрического состава делювиальных отложений. Выделены фракции 1–0.5, 0.5–0.25, 0.25–0.1, <0.1 мм. Для делювиальных склонов характерно закономерное распределение обломков по их величине из-за изменения транспортирующей способности потока по склону. Классический вид распределения материала нередко нарушается, так как вмешиваются факторы уклона, конфигурации склона, общей физико-географической обстановки и пр.

– *Каппаметрические исследования.* Для каждой пробы выполнялось десять измерений, по результатам которых рассчитывалось среднее арифметическое значение магнитной восприимчивости, которое и присваивалось пробе в каче-

стве основного значения. Анализ магнитной восприимчивости проб проводился с помощью прибора КТ-6.

Выводы. Обнаруживается связь между значениями магнитной восприимчивости и делювиальными процессами на склонах. Абсолютные значения МВ на склонах разных экспозиций существенно различаются, что связано с отличиями в интенсивности плоскостного смыва и делювиальной аккумуляции. Так, МВ по профилю на склоне юго-западной экспозиции имеет весьма низкие значения, что указывает на усиление процессов эрозии на склоне данной экспозиции.

На основе интерпретации данных по магнитной восприимчивости проб грунта на исследованных склонах выделены области преобладания эрозии, транзита и аккумуляции материала. Определенные по каппаметрии области хорошо согласуются с данными визуального и гранулометрического анализов и измерением мощности рыхлых отложений в шурфах.

Каппаметрию рыхлых отложений на делювиальных склонах можно рассматривать в качестве экспресс-метода изучения плоскостной эрозии. Данная методика может быть применена для исследований, связанных с картографированием эрозионно-аккумулятивных процессов, прогнозом их развития и разработкой защитных мероприятий. Дешевизна и экспрессность петромагнитной съемки позволяют оптимизировать сеть опробования, существенно сократить объемы аналитических работ, а также проводить исследования в мониторинговом режиме.

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания в сфере научной деятельности (проект 1757) и гранту Президента РФ для поддержки молодых российских ученых (проект МК-5424.2015.5).

Литература

1. Трофимов А.М. Основы аналитической теории развития склонов (на примере осыпных и делювиальных). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1974. 211 с.
2. Молостовский Э.А., Храмов А.Н. Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов: Изд-во СГУ, 1997. 179 с.
3. Большаков В.А. Об использовании каппаметрии в палеогеографических исследованиях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т.10. № 3. С. 100-110.
4. Решетников М.В. Магнитная индикация почв городских территорий (на примере Саратова). Саратов: Изд-во СГТУ, 2011. 152 с.
5. Водяницкий Ю.Н., Шоба С.А. Магнитная восприимчивость как индикатор загрязнения тяжелыми металлами городских почв (обзор литературы) // Вестник Московского университета. Серия 17: Почвоведение. 2015. № 1. С. 13-20.

ДАННЫЕ РАДИОУГЛЕРОДНОГО ДАТИРОВАНИЯ ТЕРРАС В ДОЛИНАХ РЕК ЮГО-ВОСТОЧНОГО АЛТАЯ¹³

Савельева П.Ю.^{1,2}, Вольвах А.О.¹, Вольвах Н.Е.^{1,2}, Мистрюков А.А.^{1,2}, Овчинников И.Ю.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия, poli@igm.nsc.ru, sizikova@igm.nsc.ru, volvakh@igm.nsc.ru, amistr@igm.nsc.ru, c14ovchinnikov@gmail.com

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, Россия, poli@igm.nsc.ru, volvakh@igm.nsc.ru, amistr@igm.nsc.ru

RADIOCARBON DATING DATA OF RIVER TERRACES OF THE SOUTH-EASTERN ALTAI

Saveleva P.U.^{1,2}, Volvakh A.O.¹, Volvakh N.E.^{1,2}, Mistryukov A.A.^{1,2}, Ovchinnikov I.U.¹

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Novosibirsk, Russia, poli@igm.nsc.ru, sizikova@igm.nsc.ru, volvakh@igm.nsc.ru, amistr@igm.nsc.ru, c14ovchinnikov@gmail.com

²Novosibirsk National Research State University, Novosibirsk, Russia, poli@igm.nsc.ru, volvakh@igm.nsc.ru, amistr@igm.nsc.ru

Задачи по реконструкции истории формирования рельефа Горного Алтая непосредственно связаны с геохронологией позднеплейстоценовых и голоценовых отложений и формированием геоморфологических поверхностей. Особый интерес для геолого-геоморфологических исследований в данном районе представляют эрозионные террасы долин рек Катунь и Чуя, вырезанные в среднеплейстоценовой ининской и верхнеплейстоценовой сальджарской осадочных толщах [1]. Основным методом при датировании верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений является радиоуглеродный в пределах своего возрастного диапазона, но в разрезах по долинам горных рек редко сохраняются органические остатки, необходимые для датирования. Поэтому абсолютных датировок в долинах Юго-Восточного Алтая для реконструкции возраста геоморфологических поверхностей и их привязки к геохронологической шкале по-прежнему недостаточно, а поиск новых разрезов террас, пригодных для радиоуглеродного датирования, остается одной из наиболее актуальных задач исследований. В работе представлены новые радиоуглеродные датировки, полученные по пойменным осадкам террас рек Чуя и Катунь и ее притоков (Рис.1).

На левом берегу р. Катунь в 2,3 км выше по течению от устья р. Б. Ильгунь в небольшом карьере вскрываются субаэральные отложения на площадке 45-50-метровой террасы. Верхний субаэраально-делювиальный слой мощностью

¹³ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 14-05-31501 мол_а, №16-05-00371а)

0,5 м представлен легким суглинком коричневатого-серого цвета, опесчаненным, карбонатным с включением большого количества крупнозернистого песка, щебня, мелкой дресвы, покрытыми глинисто-карбонатными корочками. По простиранию отмечаются небольшие линзы сконцентрированного мелкообломочного материала. Второй слой (0,5-0,9 м) отличается меньшим содержанием мелкообломочного материала и представлен лёссовидным пористым карбонатным суглинком, в котором на глубине 0,65–0,75 м отмечается слабообразованная погребенная почва коричневатого-темно-серого цвета, которая, по-видимому, была частично дефлирована и сохранилась в виде линз и пятен. Под субаэральными отложениями на глубине 0,9–1,4 м вскрываются пойменные отложения, представленные чередованием коричневых и серых прослоев супесей, которые залегают на аллювиальных галечниках террасы. Морфоскопия и морфометрия песчаных кварцевых зерен проводилась для трех слоев, различающихся по генетическому типу, гранулометрическому составу, цвету и новообразованиям. Кварцевые зерна из первых двух слоев, в целом, имеют одни и те же характеристики и признаки преимущественно эоловой транспортировки и подтверждают субаэральное происхождение осадка. Об этом свидетельствуют развитие типичной микроямчатой поверхности на большинстве зерен и разная степень заматованности поверхности с преобладанием полуматовых зерен второго класса окатанности. Присутствие на большинстве зерен раковистого скола, который образуется при десквамации частиц в условиях морозного выветривания, указывает на образование изученных отложений при участии криогенных процессов. Зерна из третьего слоя нижней части разреза, предположительно из пойменной супеси, имеют преимущественно глянцевые и четверть-матовые мелкоямчатые поверхности с характерными для субаквальной среды V-образными углублениями. Низкая степень окатанности зерен свидетельствует либо о слишком большой скорости водного потока, либо о непродолжительном пребывании зерен в водной среде. Таким образом, изученные лёссовидные суглинки были сформированы эоловым путем в криоаридных условиях, по-видимому, при кратковременном похолодании/иссушении климата голоцена, а подстилающие их пески – в субаквальных обстановках поймы реки или стоячем водоеме в более влажный и теплый период. По гуминовым кислотам погребенной почвы определен возраст 8650 ± 190 лет [СОАН-9487], который свидетельствует об относительном увлажнении/потеплении климата в раннем голоцене.

На левом берегу р. Большой Яломан в 4,5 км выше впадения в р. Катунь по почвенному прослою в пойменных супесчаных осадках 12-метровой террасы, погребенной под отложениями коллювиально-делювиального конуса, с глубины 4,54 м от поверхности была получена дата 9625 ± 100 лет [СОАН-9323]. В долине соседнего притока Катунь - р. Малый Яломан в 2 км от устья известна близкая по возрасту датировка, полученная В.А. Панычевым по погребенной почве из разреза 8,5-метровой террасы - 9715 ± 65 лет [СОАН-2621] [2]. В этой же долине в 6 км выше устья реки авторами была получена новая дата по гумусированному прослою с глубины 1,25 м в разрезе конуса выноса ручья Арбалой

- 7555±135 лет [СОАН-9489]. Пролувиальные отложения Арбалоя перекрывают галечники р. Малый Яломан, мощностью от уреза реки около 2 метров. Формирование эрозионного уступа общей высотой 3,5-4 м происходило позже формирования конуса выноса, т. е не ранее 7000 лет назад.

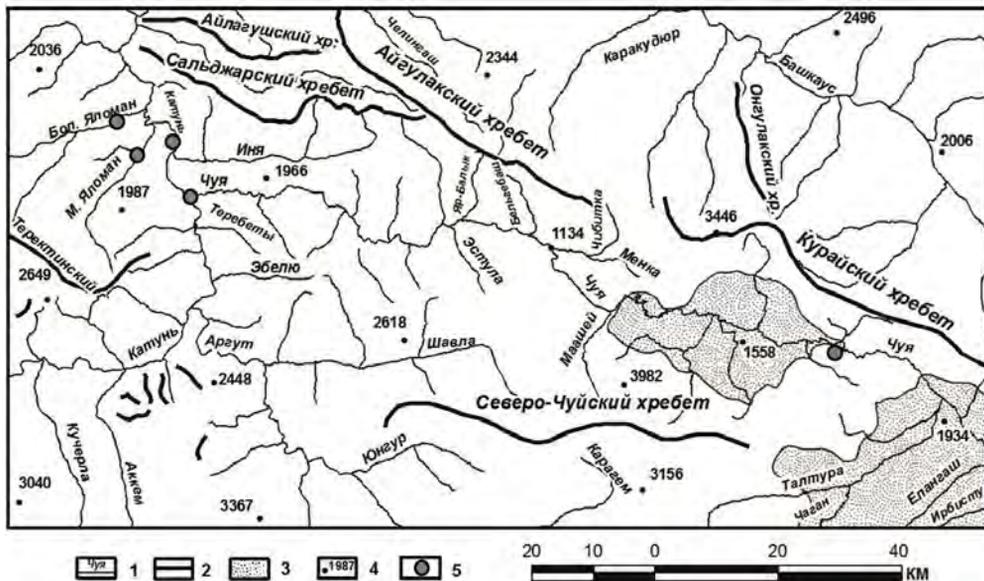


Рис. 1. Орографическая схема Юго-Восточной части Горного Алтая. Условные обозначения: 1–реки; 2–водоразделы крупных хребтов; 3–межгорные впадины; 4–абсолютные отметки высот в метрах; 5–точки отбора образцов на радиоуглеродное датирование.

Из разреза эрозионной 15-метровой террасы на левом берегу р. Катунь в 400 метрах ниже устья р. Иня по гумусированному прослою (с глубины 1,4 м от поверхности) была получена датировка 2535±80 лет [СОАН-9325].

В 2015 году районе устья р. Чуя находился небольшой карьер по правую сторону от временного моста через р. Чуя, в котором был вскрыта верхняя часть разреза 10-11 метровой террасы, перекрытой шлейфом склоновых отложений (через несколько дней карьер был полностью засыпан при дорожных работах). По прослою на глубине 2,7-2,8 м от поверхности, представленному субаквальной погребенной почвой, получена датировка 3555±105 лет [СОАН-9485]. Непосредственно над почвой в линзообразном понижении обнаружены обломки костей крупных млекопитающих, которые перекрыты линзовидным прослоем щебне-валунника. По костным остаткам также получена дата 4210±115 лет [СОАН-9486]. Наличие слоя серых пойменных песков, залегающего выше на 1 м относительно погребенной почвы, позволяет судить о более позднем окончательном осушении поймы и переходе ее в надпойменную террасу – около 3000-3200 лет назад.

Еще одна радиоуглеродная датировка 775 ± 45 лет [СОАН-9326] была получена по аналогичному почвенному прослою (глубина 0,7-0,8 м от поверхности) в пойменных супесях низкой аккумулятивной террасы высотой 1,5 метра, расположенной на левом берегу р. Чуя, в 1 км выше от устья ручья Куэхтанар. Данная датировка подтверждает ранние выводы авторов о времени начала формирования уступов низких террас высотой 1,2-1,7 м в данном районе, на основе датирования современных пойменных отложений и пней лиственниц, около 1000-1200 лет назад [3,4].

Пойменный генезис осадков, изученных в разрезах террас, подтверждается результатами морфоскопии песчаных кварцевых зерен. На большей части зерен отмечаются преимущественно следы их нахождения в субаквальной среде, а именно - сглаженные края зерен, практически все зерна имеют в большей степени гляцевую поверхность, на ряде зерен отмечаются небольшие V-образные ямки, что свидетельствует об обработке зерен в условиях водоемов с отсутствием течения или его малой скорости. Их распространение не повсеместно, что исключает длительный перенос речным потоком.

Тонкие гумусированные прослои фиксируют время осушения поймы и новый этап врезания реки. Время формирования площадок террас Большого Яломана и Малого Яломана значительно древнее идентичных по высоте террас рек Катунь и Чуи, т.е. скорости врезания в долинах магистральных рек выше, чем у боковых притоков. Средние значения эрозионного вреза в долинах рек Большого Яломана и Малого Яломана составляет 0,7-0,8 мм/год, в нижнем течении р. Чуя близ устья р. Куэхтанар - 1,25-1,7 мм/год [3,4], а в устье р. Чуя - 3-3,5 мм/год. В долине р. Катунь в районе устья р. Инья скорость врезания в два раза выше - 6-7 мм/год. Так как погребенная почва на 45-50-метровой террасе в районе устья р. Большой Ильгумень была сформирована на субаэральных отложениях, то время осушения поймы и ее перехода в надпойменную террасу определяется в широком возрастном интервале - от 9000 лет назад и больше. Если площадка террасы была сформирована 9000-10000 лет назад, то скорость врезания реки на данном участке составляет 5-5,5 мм/год. При возрасте этой же террасы 13000-16000 лет, скорость врезания будет как на участке у устья р. Чуя - 3-3,5 мм/год. Полученные радиоуглеродные датировки позволяют оценить интенсивность эрозионного вреза рек в голоцене на разных участках, которая в перспективе может быть уточнена с появлением новых данных абсолютного датирования площадок террас и слагающих их отложений.

Литература

1. Ефимцев Н.А. О строении и происхождении антропогенных отложений долин рек Чуи и Катунь в Горном Алтае // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 1964, № 29. С. 115-131.
2. Русанов Г.Г., Орлова Л.А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины: каталог. Бийск: ФБГОУ ВПО «АГАО», 2013. 291 с.
3. Савельева П.Ю., Мистрюков А.А. Определение возраста формирования геоморфологических поверхностей на основе датирования деревьев (на примере района руч.

Куэхтанар, Юго-Восточный Алтай) // Вестник Читинского государственного университета, 2009, №1, С. 133-118.

4. Савельева П.Ю., Мистрюков А.А. Использование результатов датирования деревьев для восстановления возраста геоморфологических поверхностей (на примере района руч. Куэхтанар, Юго-Восточный Алтай)//Тезисы докладов Всероссийской конференции «Теоретические и прикладные вопросы современной географии», Томск: ТГУ, 2009 г.

АВТОМАТИЗИРОВАННОЕ ПОСТРОЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ И ВЫДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР В ПРЕДЕЛАХ ПЕЧОРСКОГО БАСЕЙНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ

Семенов Ф.В.

ФГУП «ЦНИИгелнеруд», Казань, Россия, semenovfeodor@yandex.ru

AUTOMATED CONSTRUCTION OF GEOMORPHOLOGICAL MAPS AND ALLOCATION OF TECTONIC STRUCTURES WITHIN THE PECHORA BASIN AND ADJACENT AREAS

Semenov F.V.

FSUE "TsNIIGeolnerud", Kazan, Russia, semenovfeodor@yandex.ru

Основная цель исследования сводилась к автоматизированному построению цифровых моделей (ЦМ) вершинных, базисных поверхностей и выделению тектонических структур посредством геоморфометрического анализа созданных ЦМ. Для создания подобных аналитических ЦМ в качестве исходных данных служили цифровые модели рельефа (ЦМР) Земли (GTOPO) на основании которой была создана ЦМР Печорского бассейна и прилегающих территорий с разрешением ~900 м.

В наших исследованиях применяется программное обеспечение TAS (Terrain Analysis Sistem) – система ландшафтного анализа. Создал программу Джон Линдсей, преподаватель и лектор в Научно-Исследовательском отделе Департамента географии в Университете Гуэльфа (Канада). С помощью TAS выделяется граница водосбора и рассчитывается его площадь, выделяется гидрологическая сеть, измеряется длина водотока, рассчитывается и визуализируется большой набор морфометрических и гидрологических показателей. В TAS используются алгоритмы и методы, приведенные в ряде зарубежных публикаций [1-4].

Мощным инструментом, используемым в исследовании для построения и анализа ЦМР, является программное обеспечение Surfer. Это программное обеспечение для построения поверхностей использует различные методы ин-

терполяции и экстраполяции. В основе построения моделей поверхности лежит применение семивариограммы. Эти методы объединены под общим названием кригинг. Они описаны в работах Ж. Матерона [5], Burgess и Webster [6] и др.

Морфометрический метод поиска неотектонических структур основан на анализе высот тальвегов, водных урезов водотоков и водоразделов различных иерархических порядков, при этом строятся специальные геоморфологические карты – базисных, вершинных поверхностей, а также карты производных от них, к которым применены операции сложения и вычитания. В.П. Философов [7, 8] исходил из предположений о зависимости экзогенных процессов от разности потенциала силы тяжести, обусловленной особенностями геологического строения и движениями земной коры, что позволяет устанавливать связь рельефа с тектоническими структурами. Метод, был популярен в 1960-1980-тые годы для выявления тектонических структур, при поисковых работах на нефтегазовые месторождения.

Еще Ю.А. Билибин [9] высказал предположение о том, что разница высотных отметок рек разного порядка в пределах однородной по геологическим условиям территории, вероятно, является приблизительно равной амплитуде положительного тектонического движения. Он обосновывал это тем, что река более высокого порядка быстрее размывает горные породы и приближается к своему продольному профилю равновесия, чем река низшего порядка.

С.С. Соболев для выявления движений земной коры [10-12] впервые успешно применил морфометрический метод, основанный на изучении глубины врезания речных долин, заложив тем самым основы генетической структурной морфометрии [8].

Большое значение в морфометрическом анализе рельефа имеют следующие понятия: 1) возрастание порядка долин при переходе от элементарных водотоков к главному водотоку, которое впервые было изложено Р.Е. Хортоном [13], Б.П. Пановым [14], Н.А. Ржаницыным [15], а затем развито В.П. Философовым [7, 8]; 2) понятие о базисной поверхности, нижняя часть которой совпадает с базисом эрозии [13]. Для развития структурной морфометрии большое значение имела разработка теории поля применительно к исследованию геохимических полей [16]. П.К. Соболевский вывел основное понятие о топографических поверхностях, которое впоследствии широко применялось в морфометрии. В структурно-морфометрическом методе начало применения математических действий к топографическим (гипсометрическим) поверхностям произошло благодаря работе П.А. Рыжова [17]. До внедрения этого метода В.П. Философовым структурная морфометрия в основном имела характер формальный [18]. С появлением и развитием морфометрического метода для поисков тектонических структур [7, 8], структурная морфометрия стала широко применяться в производственных и научно-исследовательских организациях.

В основу содержательной стороны, исследования, были положены методические разработки В.П. Философова [7, 8]. Предложенный им метод по-прежнему актуален, но весьма трудоемок при традиционных технологиях, когда

исследования проводятся на значительных по охвату территориях. Использование современных информационных технологий (ГИС) освобождают исследователей от ручной работы по созданию морфометрических карт на основе анализа большого количества топокарт.

Наши исследования базируются на анализе ЦМР методами геоморфометрии [19]. В настоящее время, научные задачи и практические исследования определяют переход от традиционных морфометрических методов к цифровому моделированию рельефа [20-23], процесс создания ЦМР различными программными средствами и их анализ на ЭВМ получил название геоморфометрического [19]. Этот метод широко используется в науках о Земле [24-31].

Геоморфометрический анализ рельефа проведен нами с использованием программы «TAS» [32, 33]. Программа проводит важную процедуру корректировки рельефа, что позволяет построить гидрологически верный рельеф. То есть, такую модель рельефа, относительно которой поверхностный сток на водосборе идет в направлении главного базиса эрозии за счет удаления локальных артефактов, приводящих к деформации и искажению речной сети [32].

Построение ЦМ базисной поверхности 1-го, 2-го и 3-го порядка. На первом этапе в «TAS» был построен гидрологически верный рельеф и выделена гидрографическая сеть, при этом за водоток 1-го порядка принимался водок с водосборной площадью более 10 км^2 . Ячейки, относящиеся к гидросети, имеют значения равные -1 , а с ее отсутствием -0 .

Второй этап включает построение порядка гидрографической сети [8, 34]: элементарный приток, в который не впадают другие водотоки, считается притоком 1-го порядка, слияние двух притоков 1-го порядка образует приток 2-го порядка и т.д. Каждый порядок гидрографической сети имеет свое значение в матрице: 1-го порядка -1 ; 2-го -2 и т.д.

На третьем этапе для построения ЦМ базисной поверхности 2-го порядка отсеиваются водотоки (речная сеть) 1-го порядка. Исходными данными является цифровая матрица иерархии речной сети (ЦМИГС). Для этого используется растровый калькулятор, в котором задается логический алгоритм: «ЕСЛИ (ЦМИГС < 2), ТО ЦМИГС * 0, ЕСЛИ НЕТ, ТО ЦМИГС ^ 0». То есть, если значение матрицы иерархии речной сети меньше 2, то это значение умножается на ноль, если же значение больше или равно 2, то оно возводится в нулевую степень и принимает значение 1. На выходе мы получаем матрицу речной сети, где отсутствуют водотоки 1-го порядка. Этот же алгоритм используется для построения гидросети 3-го и старших порядков, только он приобретает вид: «ЕСЛИ (ЦМИГС < 3), ТО ЦМИГС * 0, ЕСЛИ НЕТ, ТО ЦМИГС ^ 0».

Четвертый этап заключается в умножении матрицы речной сети 1-го (собственно матрица гидросети) и отдельно 2-го и 3-го порядка на ЦМР с гидрологически верным рельефом. Так как ячейки речной сети имеют значение 1, а остальные значения -0 , на выходе мы получаем значения высот по тальвегам рек 1-го, 2-го и 3-го порядка и нулевые значения. Далее производится экспорт данных со значениями высот по тальвегам рек 1-го, 2-го и 3-го порядков в тек-

стовые файлы с координатами X, Y и Z. Точки с нулевым значением высоты (Z) удаляются. На последнем, пятом этапе, в «Surfer 8» методом Криге строятся ЦМ базисных поверхностей с шагом ~900 м.

Построение ЦМ вершинных поверхностей 1-го, 2-го и 3-го порядков. Для геоморфометрического построения цифровых моделей вершинных поверхностей на первом этапе необходимо из максимальной высоты исходной ЦМР в растровом калькуляторе «TAS» вычесть собственно эту же цифровую модель. В итоге на выходе получаем инверсионную (обращенную) цифровую модель рельефа. На этой модели тальвеги рек являются водоразделами, а вершинные поверхности тальвегами. Есть также альтернативный вариант создания такой ЦМ путем умножения исходной ЦМР в растровом калькуляторе на (-1) [35].

Затем ЦМР подвергается процедуре описанной выше. По высотным значениям водораздельной сети строится ЦМ вершинных поверхностей 1-го порядка, а по сети с отсеянными водоразделами 1-го порядка строится ЦМ водоразделов 2-го порядка, по сети с отсеянными водоразделами 1-го и 2-го порядка строится карта водоразделов 3-го порядка. Построенные ЦМ водоразделов сравниваются с ЦМ базисов эрозии 1-го, 2-го и 3-го порядков.

Применение морфометрического метода для выделения тектонических структур. В программе «TAS» существует возможность корректировки ЦМР, для гидрологического анализа, посредством заполнения депрессивных участков рельефа (участков внутреннего стока) до того уровня, где предполагаемый водный поток выходит из депрессии и движется к своему базису эрозии [36]. Используя этот алгоритм, можно выделять депрессивные участки рельефа (участки внутреннего стока), используя сравнение исправленной данным алгоритмом ЦМР с исходной ЦМР. Если этот алгоритм применить к инверсионной ЦМ (умноженной на (-1) или вычтенной из собственной максимальной высоты), то можно выделять положительные участки рельефа, которые отклоняются от общего фона.

Описанный выше алгоритм применен для выделения участков с положительным и отрицательным отклонением от общего фона цифровых моделей базисных и вершинных поверхностей, построенных нами. Выделенные участки, совпадают с положительными и отрицательными тектоническими структурами. Положительные тектонические структуры совпадающие со структурами выделенными морфометрическим анализом ЦМ: Северный Урал; Тиманский кряж; Нарьян-Марское поднятие; Колвинское поднятие; гряда Чернова; гряда Чернышова; Печорская гряда (рис. 1). Отрицательные структуры, совпадающие с выделенными морфометрическим анализом ЦМ, следующие: прогибы Притиманский, Предуральский и Денисовский.

Самыми оптимальными и эффективными для выделения тектонических структур при данной генерализации, на наш взгляд, являются ЦМ базисных поверхностей 1-го, 2-го и 3-го порядка, где за 1-ый порядок принимается река с водосборной площадью не менее 10 км². Анализ вершинных поверхностей дополняет данные, полученные при анализе базисных поверхностей. ЦМ более

старшего порядка базисных и вершинных поверхностей выделяют более крупные структуры. Данные полученные при морфометрическом выделении тектонических структур необходимо заверять геофизическими данными и данными бурения.



Рис. 1. Схема выделенных положительных структур по ЦМ базисной поверхности 2-го порядка в пределах бассейна р. Печоры и прилегающих территорий



Рис. 2. Схема выделенных отрицательных структур по ЦМ базисной поверхности 2-го порядка в пределах бассейна р.Печоры и прилегающих территорий

Литература

1. Antonic O., Hati'c D., Pernar R., 2001a. DEM-based depth in 'sink as an environmental estimator. *Ecol. Model.* 138, 247-254.
2. Beven K.J., Kirkby, M.J., 1979. A physically based variable contributing area model of basin hydrology. *Hidrol. Sci. Bull.* 24, 43-69.
3. Conrad O. (2001): DiGeM – A Program for Digital Terrain Analysis. [<http://www.geogr.uni-goettingen.de/pg/saga/digem/>]

4. Rieger W. A phenomenon-based approach to upslope contributing area and depressions in DEMs // *Hydrological Processes*. 1998. Т. 12. №. 6. С. 857-872.
5. Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М.: Мир, 1968. 408 с.
6. Burgess T.M., Webster R. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties // *Journal of soil science*. 1980. Т. 31. №. 2. С. 315-331.
7. Философов В.П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Издательство Саратовского университета, 1960. 93 с.
8. Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов: Издательство Саратовского университета, 1975. – 232 с.
9. Билибин Ю.Н. Основы геологии россыпей. М.: Изд-во АН СССР, 1938. 492 с.
10. Соболев С.С. Террасы Северного Донца и его притоков // Сб. «Геологический очерк бассейна р. С. Донец», кн. 1936. Т. 1.
11. Соболев С.С. Глубина эрозии в Европейской части СССР // *Почвоведение*. 1938. №. 2.
12. Соболев С.С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. Изд-во Академии наук СССР, 1948. Т. 1.
13. Хортон Р.Е. Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов: Гидрофизический подход к количественной морфологии: Пер. с англ. Изд-во иностр. лит., 1948.
14. Панов Б.П. Количественная характеристика речной сети // *Труды ГГИ*. 1948. №. 4. С. 58.
15. Ржаницына Н.А. Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети // Л.: Гидрометеиздат. 1960. Т. 11.
16. Соболевский П.К. Современная горная геометрия // *Социалистическая реконструкция и наука*. 1932. Т. 7. С. 42-78.
17. Рыжов П.А. Геометрия недр // М.: Углетехиздат. 1952.
18. Чичагов В.П., Девдариани А.С. Морфометрия в работах А. Болига (Франция) и А. Стралера (США) // *Вопросы географии*. Вып. 63. 1963. С. 153-158.
19. *Geomorphometry: Concepts, Software, Applications* / Hengl T., Reuter H.I. (Eds.). Amsterdam: Elsevier, 2009. 796 p.
20. Mark D.M. Geomorphometric parameters: a review and evaluation // *Geogr. Ann. A*. 1975. V. 57. № 3-4. P. 165-177.
21. Evans I.S. General geomorphometry, derivations of altitude, and descriptive statistics // *Spatial Analysis in Geomorphology*. L.: Methuen, 1972. С. 17-90.
22. Burrough P.A. Principles of geographical information systems for land resources assessment. 1986.
23. Dikau R. Case studies in the development of derived geomorphic maps // *Geologisches Jahrbuch A*. 1988. Т. 104. С. 329-338.
24. McCullagh M.J. Terrain and surface modelling systems: theory and practice // *Photogramm. Rec*. 1988. V. 12. № 72. С. 747-779.
25. Moore I.D., Grayson R.B., Ladson A.R. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications // *Hydrol. Process*. 1991. V. 5. № 1. С. 3-30.
26. Moore I.D., Mackay S.M., Wallbrink P.J. et al. Hydrologic characteristics and modeling of a small forested catchment in southeastern New South Wales. Prelogging condition // *J. Hydrol*. 1986. V. 83. № 3/4. С. 307-335.
27. Florinsky I.V. Combined analysis of digital terrain models and remotely sensed data in landscape investigations // *Progress in Physical Geography*. 1998. Т. 22. №. 1. С. 33-60.

28. Felicísimo A.M. Modelos Digitales del Terreno. Introducción y Aplicaciones en las Ciencias Ambientales. Oviedo: Pentalfa Ediciones, 1994, 222 с.
29. Wilson J.P., Gallant J. C. (ed.). Terrain analysis: principles and applications. John Wiley & Sons, 2000.
30. Li Z., Zhu Q., Gold C. Digital Terrain Modeling: Principles and Methodology. N.Y.: CRC Press, 2005. 323 p.
31. Hengl T., Reuter H. I. (ed.). Geomorphometry: concepts, software, applications. Elsevier, 2009. Т. 33.
32. Ермолаев О.П., Мальцев К.А., Мозжерин В.В., Мозжерин В.И. Глобальная геоинформационная система «Сток взвешенных наносов в речных бассейнах Земли» // Геоморфология. №2, 2012. С.50-58.
33. Ермолаев О.П., Семёнов Ф.В. Использование цифровых моделей рельефа для морфометрического анализа тектонических структур и поиска россыпей аллювиального генезиса. География и природные ресурсы. №1, Иркутск. 2014. С. 142-147.
34. Strahler A.N. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms // Geological Society of America Bulletin. 1958. Т. 69. №. 3. С. 279-300.
35. Чернова И.Ю. и др. Обнаружение и исследование зон новейших движений земной коры инструментами ГИС // ГИС ArcReview. Современные геоинформационные технологии. М.: ООО ДАТА. 2005. №. 1. С. 32.
36. Planchon O., Darboux F. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models // Catena. 2002. Т. 46. №. 2. С. 159-176.

СОВРЕМЕННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ЛИТОПОТОКОВ НА СТЕПНЫХ СКЛОНАХ В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Тюменцева Е.М.

Педагогический институт Иркутского государственного университета, Иркутск,
Россия, tumencev@irk.ru

MODERN TECHNIQUES FOR LITOFLOW STUDY OF STEPPE SLOPES IN THE BAIKAL REGION

Tyumentseva E.M.

Pedagogical Institute of Irkutsk State University, Irkutsk, Russia, tumencev@irk.ru

Изучение литопотоков их морфологии, мощности, пространственной и временной динамики проводилось на степных участках южного макросклона Приморского хребта в районе дельты Голоустной юго-западного побережья Байкала. Рельеф района исследования представляет дельтовую равнину с высотами 450-460 м. Высота окружающих склонов 700-800 м. Ландшафт района полидоминантный, доминируют степные и лесные геосистемы, реже встречаются болотные сообщества. На пойме петрофитные степи, на террасах нителистниковая и разнотравнозлаковая степь и кустарниковые прирусловые сообщества из ивы и пятилистника. Климатическая обстановка меняется год от года. Во влажные годы выпадает до 350 мм осадков, в засушливые менее 200 мм, в типичные 200-300 мм. В засушливые годы дельтовая равнина имеет сухостепной облик с доминированием ксерофитов, в годы с повышенным увлажнением ее облик близок к настоящей или луговой степи. Система экзогенных процессов, преобразующих геоморфологические поверхности многофакторная. Основные процессы, формирующие литопотоки на склонах, гравитационные, эоловые и водноэрозионные.

Эоловые потоки формируются в течение всего года. Они изучаются с помощью ловушек пыли, параллельно проводятся расчеты и оценка таких показателей как количество пыльных бурь и пыльных поземков, продолжительность их, энергия потоков, дефляционный потенциал ветра, климатический показатель дефляции, его изменение по месяцам и др. Ветровой режим в Прибайкалье сложный. В течение года в разных районах Прибайкалья насчитывается до 148 штормовых дней. В районе Голоустенской дельты 52. В их числе около 20 случаев ураганных ветров, когда скорость ветра достигает 40 м/с. Средняя многолетняя скорость ветра для Б. Голоустного 4,5, в отдельные годы достигает 5,6 м/с. Ветровые нагрузки (дефляционный потенциал ветра) изменялся от 109 до 145. Количество пыльных бурь изменяется по годам от 1 до 10. В годовом режиме ветровых нагрузок выделяются три сезонных пика: зимний – декабрь-январь, весенний - апрель, май и раннеосенний (сентябрь). Наиболее сильные и эрозионноопасные ветры северных румбов - северные и северо-западные (бай-

кальская бора). Они характеризуются исключительной порывистостью, возникают зимой при прорыве холодных воздушных масс через узкие долины Приморского хребта. Ветер перераспределяет снег по поверхности, сдувая его с приустьевой равнины, отсюда географическое название "голое устье". В связи с наличием поверхности без снега пыльные бури в Большом Голоуственном наблюдаются даже в декабре. Это объясняется тем, что верхний почвенный горизонт черноземовидных почв легкосуглинистый, сухой, пылеватый и легко развеивается. С мая по август, когда велик температурный контраст между озером и суши, создаются условия для бризовой циркуляции. Бризовые потоки на Байкале усиливаются горно-долинными ветрами, дующими днем вверх, а ночью вниз по склонам. Летом на озере мощность ночного бриза меньше дневного. В ранние утренние и поздние вечерние часы характерны легкие порывистые ветры, хаотически меняющие направления "зарянки". Таким образом, ветер является ведущим фактором для функционирования геоморфологических систем. Эоловые потоки перемещают рыхлый материал по склонам, причем не только мелкозем (пыль), но и дресву и щебень. Он разнонаправленный – и на поверхность озера и на склоны. На Голоустенском участке на степных склонах доминирует дефляция 1-5 мм/год. Пляжевые пески развеиваются еще активнее, достигая десятков миллиметров в год.

Активно преобразуется поверхности склонов в летний период во время ливневых дождей. В связи с тем, что юго-западное побережье находится в тени Приморского хребта, осадков выпадает немного, ливни бывают сравнительно редко. В 2014 г ливней не было, в 2012 г. один ливень в июне. Во время которого выпало 12, 9 мм осадков с максимальной интенсивностью 0,38 мм/мин, в июле зафиксировано 3 ливня с 11-14 мм осадков за ливень. Максимальная интенсивность составила 0, 62 мм/мин, когда за 1 час выпало 11,4 мм осадков. Всего продолжительность ливневых осадков в 2012 г. составила 20 часов. В 2013 г интенсивные осадки наблюдались только в июле (2 раза) с максимальной суммой осадков 23,6 мм, с максимальной интенсивностью 0, 10 мм/мин. Продолжительность ливневых осадков в этом году составила 14 часов 47 мин. Таким образом, при таких осадках водные потоки небольшие, действуют короткое время и соответственно ливневой сток совершает незначительную работу, частицы мелкозема переносятся на незначительное расстояние. На поверхности почвы появляются вымоины глубиной от нескольких мм до первых см. В целом поверхность склонов перекрыта коллювиальным материалом, мелкозем уносится водой и ветром. Промоины возникают только по колеям дорог, овраги наблюдаются на склоне хребта выше Голоустного. Овраги неглубокие. Кроме того, механическое воздействие на рыхлый покров домашними животными и человеком нарушает сцепление между обломками, разрыхляет поверхность, активизирует движение гравигенных потоков вниз по склонам. В местах усиленной антропогенной нагрузки образуются участки без растительного покрова с сухим рыхлым покровом, который легко развеивается, в воздух поступает большее количество мелкозема.

Весенние водотоки не значительны, что объясняется характером залегания снега. Ветром снег перераспределяется по поверхности, заполняя отрицательные микроформы рельефа. На равнине мощность снега 5-10 см, в лесу 20-40 см. Талые воды из лесных массивов, расположенных преимущественно в верхних частях склонов концентрируются по ложбинам, оврагам, промоинам и приводят к выносу мелкозема. На степных склонах снег весной активно испаряется, сток не образуется. В целом после схода снега активного преобразования поверхности не наблюдается.

Для определения интенсивности изменения поверхности склонов был проведен эксперимент. На степном склоне южной экспозиции крутизной 32° были выбраны две площадки размером 0,5 x 0,5 м, с которых ежегодно в июне удалялся обломочный материал (рис. 1).



Рис. 1. Площадки по изучению динамики поверхностного слоя рыхлого материала (2015 г).

По количеству вновь появившихся обломков можно судить об интенсивности денудации поверхности. Больше всего появляется мелких обломков разме-

рами до 5 мм в количестве до 1500-1700 штук. Обломков размерами до 6-10 см – 300-500 штук. Дресва представлена преимущественно обломками известняков, песчаников, алевролитов с примесью гальки гранитов, кварца гранитоидных, эффузивов (рис. 2).



Рис. 2. Обломки, собранные с площадки в верхней части склона в 2015 г.

Самые крупные обломки были удалены в первый год эксперимента 11 штук размером 51-100 мм. В последующие годы они появлялись единично. Следовательно, обломки до 10-20 мм вместе с мелкоземом составляют основу поверхностного литопотока. Вещество литогенной основы в рамках геодинамического потока перемещается с разными скоростями в основном в зависимости от скорости переносящего его транспорта: водных, воздушных потоков, либо под действием силы тяжести [1]. Мелкозем уносится водой и ветром, поверхность склонов бронируется обломочным материалом, вымытым на месте и принесенным с вышележащих участков. В нормальные годы для геоморфологических систем Голоуспенского ландшафта характерно взаимодействие эоловых и делювиальных процессов. Поверхность склонов находится в состоянии подвижного равновесия. Рыхлый материал смещается вниз по склонам. Интенсивность процессов умеренная. Во влажные годы увеличивается активность водной эро-

зии и ее вклад в латеральные потоки вещества. Так, 2008 г. на юго-западном побережье Байкала был не только самым влажным (324 мм осадков) за период исследования, но и отличался высокой дефляционной нагрузкой (145). Анализ заполнения поверхности экспериментальных площадок обломочным материалом показал, что в этом году был отмечен максимум появления на них обломков, в 5-7 раз больше, чем в нормальные по характеру увлажнения годы. Вещество на склонах перемещается порциями локально по отдельным векторам. Наибольшее значение для скорости эрозии имеют события, происходящие с умеренной частотой [2].

Кроме натуральных исследований была создана модель для определения годового распределения основных элементов теплового баланса на склонах различной крутизны и экспозиции, и последующее вычисление количественной стороны этих процессов с различной интенсивностью нагрева. Горизонт активного рельефообразования совпадает с деятельным слоем почвогрунтов, мощность которого контролируется глубиной проникновения суточных и сезонных колебаний тепла и влаги. Различия в соллярной, циркуляционной и гравитационной экспозиции склонов обуславливают характер склоновых геоморфологических процессов и соответствующий комплекс рыхлых отложений. Сезонные и многолетние изменения климатических факторов и условий запечатлеваются, прежде всего, в динамике, формировании рельефа, а при особых аномальных ситуациях и в его переформировании. В рыхлых отложениях записывается и сохраняется информация о прошедших событиях несущих специфические и неповторимые черты. Например, в разрезах конусов выноса четко выделяются маломощные горизонты гравийно-галечных селевых отложений, залегающих со стратиграфическим несогласием на дресвяно-щебнистых породах. Пролувильные слои из обломочного материала в овражных формах указывают на активизацию эрозионных процессов связанных с ливнями. В последние годы в Прибайкалье установилась относительно спокойная ситуация с точки зрения динамики и скоростей склоновых процессов.

Применение комплекса методов инструментального наблюдения, моделирования, картографирования, ГИС-технологий, статистических позволяют оценить региональные особенности геоморфологических систем и дают возможность прогнозирования их функционирования и динамики в зависимости от внутренних и внешних факторов.

Литература

1. Ласточкин А.Н. Общая теория геосистем. СПб.: Изд-во Лема, 2011. 980 с.
2. Ханвелл Дж., Ньюсон М. Методы географических исследований. Физическая география. Пер. с англ. М.: изд-во Прогресс, 1977. 390 с.

ОЦЕНКА ИНТЕНСИВНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ МЕТОДОМ НАЗЕМНОГО ЛАЗЕРНОГО СКАНИРОВАНИЯ¹⁴

Веденева Е.А., Гафуров А.М., Ермолаев О.П., Усманов Б.М.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия,
busmanof@kpfu.ru

ASSESSMENT OF THE INTENSITY OF MODERN EXOGENOUS PROCESSES USING TERRESTRIAL LASER SCANNING

Gafurov A.M., Usmanov B.M., Vedeneva E.A., Yermolaev O.P.
Kazan (Volga region) Federal University, Kazan, Russia, busmanof@kpfu.ru

В настоящее время существует большой набор методов для регистрации и оценки интенсивности экзогенных процессов, однако, ни один из методов не дает исчерпывающей информации по количественной характеристике и механизму опасных процессов на склонах. В данной статье для оценки опасности процессов, протекающих на склонах, был использован метод наземного лазерного сканирования (НЛС) позволяющий оперативно фиксировать изменения, происходящие в уже смещенных грунтовых массах и определить с высокой точностью реальную картину объемов переработанного грунта.

В России применение технологии наземного лазерного сканирования для мониторинга опасных экзогенных процессов не получило широкого развития, в то время как за рубежом НЛС активно используется в естественных науках, становясь важной составляющей ландшафтных исследований.

Технология лазерной съемки часто используется для решения практических задач, например, мониторинга оползней, которые представляют угрозу для безопасной эксплуатации транспортных коммуникаций, проходящих по склону. Для проведения подобного мониторинга применяются различные методики, в частности, "Stop and Go" [1], пространственная привязка данных, основанная на взвешенном преобразовании параметров для получения более точной информации [2].

Особенно эффективно использование НЛС при мониторинге ручейковой и плоскостной эрозии, что является принципиально важной задачей, поскольку на эти виды эрозии приходится более 2/3 поверхности склона и почти все площади распаханых земель [3]. Благодаря высокой производительности сканирующих систем вкпе с геодезическим обоснованием положения станции достигаются невозможные для традиционных методов результаты.

Внедрение НЛС часто сопровождается проведением различного рода экспериментов, направленных на изучение возможностей применения метода, оценку

¹⁴ Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 14-05-00503)

его точности, выявление преимуществ и недостатков. В качестве примеров можно привести разработку методики по фиксации смещений миллиметрового масштаба [4]; эксперимент с контролируруемыми осадками [5].

Наблюдательные участки. Для проведения работ по оценке интенсивности экзогенных процессов были выбраны несколько участков. Первый – Печищинский геологический разрез (рис. 1), который является естественным обнажением, вскрывающим классический разрез Пермской системы. Данный геологический объект сложен осадочными горными породами, имеющими невысокую твердость, поэтому происходящие здесь *процессы обваливания и осыпания* вызваны физическим выветриванием.



Рис.1. Участок Печищинского геологического разреза

Для наблюдения за *оползневыми процессами* было выбрано 2 участка береговой линии в п.г.т. Камское Устье – в районе старого кладбища и у пристани (рис. 2).



а)



б)

Рис.2. Наблюдательные участки в п.г.т. Камское Устье. а) "Старое кладбище"; б) "Пристань"

На участке «Старое кладбище» в результате действия оползневых процессов сформировался крупный оползневой цирк. Склон сложен делювиально-солифлюкционными суглинками. Юго-западная часть стенки срыва разрушает старое кладбище. Процессы на оползневом уступе протекают по типу обваливания.

На участке «Пристань» получили развитие не только оползневые, но и абразионные процессы. В верхней части склона, сложенной тяжелыми и средними делювиально-солифлюкционными суглинками, происходит обрушение и сползание блоков разного объема до уреза воды. В нижней части склона образуется абразионный уступ в результате размыва со стороны водохранилища.

Для изучения *склоновых эрозионных процессов* было выбрано два участка на левом склоне р.Казанка (рис. 3). Исследуемый склон, сложенный делювиально-солифлюкционными суглинками, имеет средний уклон 31.5 град., юго-западную экспозицию; средняя длина склона составляет 18 м. В методическом плане нас интересовала возможность изучения методами НЛС плоскостной и микроручейковой эрозии.

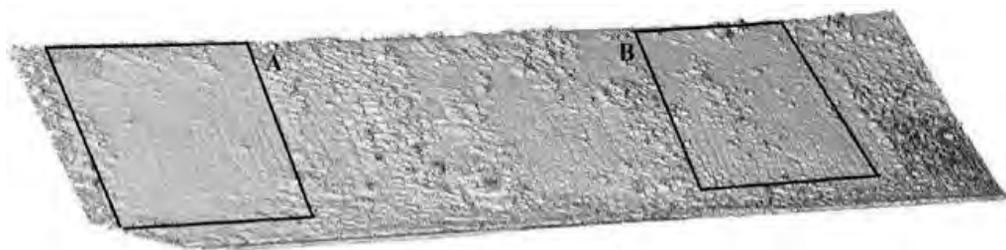


Рис. 3. Выбранный для оценки интенсивности эрозии склон на левом берегу р. Казанка

Методика. Работы по оценке интенсивности экзогенных процессов можно разделить на два этапа: полевой и камеральный. Полевые работы проводились с 2012 года. В качестве сканирующего прибора нами были выбраны НЛС Trimble GX и роботизированный тахеометр с функцией сканирования Trimble VX. Кроме того, на участке на левом берегу р. Казанка нами был использован сканер Trimble TX8. Несмотря на использование различного оборудования, методика проведения работ в целом сводится к следующему: для обеспечения повторности съемки разрабатывается сеть опорных точек-реперов, на основе которой происходит позиционирование НЛС, после чего производится сканирование интересующего нас участка. Плотность сканирования составила 30-50 мм для оползневых и осыпных процессов и 10-15 мм для эрозионного склона.

Камеральная обработка результатов сканирования производилась в ПО Trimble Realworks. Полученные облака точек приводились к одной системе координат, после чего производилась очистка сканов от артефактов. Далее вычислялись объемы потери и аккумуляции грунта методом вычитания разновременных облаков точек между собой во встроенной утилите Volume Calculation. За-

тем, по площади участка определялся слой эрозии, аккумуляции в мм, преобладающий процесс, а также объем смыва-аккумуляции [6].

Для количественной оценки переработки склона на оползневых и осыпном склонах была взята шкала, разработанная специально для оценки опасности развития склоновых процессов на водохранилищах [7].

Результаты. Результаты обработки измерений, полученных с помощью НЛС на Печищинском геологическом разрезе, позволяют нам оценить объемы переработки для верхней, нижней и средней частей склона. Отличие в составе горных пород обуславливает преобладающий процесс на разных частях склона. Так, в верхней и средней частях склона преобладает денудация (99,4 % и 71%, соответственно), а в нижней части – аккумуляция (96%). В целом для Печищинского разреза соотношение удельных показателей процессов денудации и аккумуляции примерно одинаково, 160 м³/га и 150 м³/га, соответственно.

По результатам двухлетних наблюдений за процессами, протекающими на оползневых склонах в н.п. Камское Устье, была оценена как их внутригодовая, так и межгодовая интенсивность.

На участке "Старое кладбище" за рассматриваемый период наблюдений установлено, что активность процессов в летне-осенний период значительно ниже, чем в осенне-летний. Кроме того, внутригодовая интенсивность оползневых процессов варьирует из года в год. Для периода наблюдений с июля 2012 г. по июль 2013 г. характерна более высокая интенсивность оползневых процессов по сравнению с периодом июль 2013 г. – июнь 2014 г.

На участке "Пристань" оползневые процессы идут активно и постоянно, причем, с помощью метода НЛС удалось зафиксировать и количественно оценить не только оползневые, но и абразивные процессы. Интенсивность протекающих процессов варьирует как из года в год, так и в зависимости от сезона.

Эрозионная активность на исследуемом фрагменте левого склона р.Казанка обусловлена в первую очередь выпадением осадков. В общей сложности было произведено 10 съемок, по результатам которых был установлен преобладающий процесс – денудация; в 2014 году для участка А среднее значение объема смыва составило -4,94 м³/га, для участка В аналогичный показатель составил -13,15 м³/га. Величины эрозии в период 26.05-5.06 2015 года для участка В составили 2,8 мм (28,80 м³/га), а в период 5.06-20.06 10,8 мм (107,7 м³/га). Заключительная съемка в 2015 году была произведена 23 ноября, при этом слой смыва на верхнем и среднем участке правой площадки составил порядка 7 мм (70,6 м³/га) и немного больше – 7,7 мм (76,84 м³/га) – на нижнем участке. В среднем по всей площадке слой смыва почвогрунтов составил 7,3 мм (73,3 м³/га). На левой площадке, вследствие выхода на поверхность защитной георешетки, играющей противозэрозионную и противоположную роль, величины эрозии оказались почти в 2 раза меньше правой: 3,9, 3,7, 3,8 мм для верхнего, среднего и нижнего участка, соответственно, в среднем составил 3,8 мм (37,69 м³/га)

Выводы. С помощью метода НЛС удалось количественно и качественно оценить интенсивность денудации, определить закономерность протекания процес-

сов. Стоит отметить, что этот метод, обладая высокой точностью, ранее невозможной для других приборов, позволяет регистрировать разнообразие видов склоновых процессов. Появляется возможность точной оценки денудационно-аккумулятивного баланса на склонах. Метод позволяет интегрально оценить суммарный эффект от протекания на склонах всего комплекса экзогенных процессов. Особую роль метод НЛС может сыграть в определении закономерностей развития овражных форм. Установлено, что на основе данных наземного лазерного сканирования можно получить более точные значения объемов переработки грунтов и провести более качественную оценку опасности развития опасных экзогенных процессов по сравнению с традиционными подходами. Между тем, как и для любого другого метода, у него есть свои существенные ограничения: сканировать с высокой точностью можно лишь полностью обнаженные поверхности почв и грунтов; при повторных наблюдениях на пашне возникают затруднения при закреплении и обеспечении сохранности реперов; необходимость учета требований к условиям съемки, и, как ни странно, иногда излишне высокая плотность сканирования.

Литература

1. Birch G. LiDAR monitoring for the Folkestone Warren landslide // Ground Engineering Slopes Conference, 2010. № 16. P. 26-29
2. Hernandez M.A., Prez-Garcia J.L., Fernandez T. Methodology for landslide monitoring in a road cut by means of terrestrial laser-scanning techniques // International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 2012. Volume XXXIX-B8. P. 45-49
3. Ермолаев О.П. Эрозия в бассейновых геосистемах. Изд-во "Унипресс КГУ", Казань, 2002. 265 с.
4. Abell'an, Jaboyedoff. Detection of millimetric deformation using a terrestrial laser scanner: experiment and application to a rockfall event // Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 2009, №9. P. 365-372
5. Travelletti J., Oppikofer T., Delacourt C. Monitoring landslide displacements during a controlled rain experiment using a long-range terrestrial laser scanning (TLS) // The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 2008, №37. P. 485-490
6. Usmanov B., Yermolaev O., Gafurov A. Estimates of slope erosion intensity utilizing terrestrial laser scanning // Proc. Int. Assoc. Hydrol. Sci. 2015. V 367. P. 59-65
7. Рагозин А.Л., Бурова В.Н. Региональный анализ абразионной опасности и риска на морях и водохранилищах России // Современные проблемы изучения берегов. СПб.: ИТА РАН, 1995. С. 45-46

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ФУРЬЕ ДЛЯ
КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ И АППРОКСИМАЦИИ
ПЛАНОВОЙ ФОРМЫ РЕЧНОГО БАССЕЙНА¹⁵**

Харченко С.В.

Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия,
xar4enkkoff@rambler.ru

**THE USE OF FOURIER TRANSFORM FOR QUANTIFICATION
AND APPROXIMATION OF PLANFORM OF A RIVER BASIN**

Kharchenko S.V.

Kazan Federal University, Kazan, Russia, xar4enkkoff@rambler.ru

Преобразование Фурье активно применяется в науках о Земле, в частности, в геоморфологии и гидрологии для анализа временных рядов [1]. Кроме того, опубликованы результаты гармонического анализа пространственных рядов и матриц — например, топографических профилей и цифровых моделей рельефа [2–4]. Но, в широком смысле, преобразование Фурье может применяться для характеристики и генерализации любого сигнала, в т. ч. плановых контуров ареалов. Одним из типов природных объектов, для которых в печати можно встретить опыт их гармонической характеристики и аппроксимации, являются речные бассейны.

Контур речного бассейна — замкнутая линия, следовательно, стандартные координаты вида широта/долгота, Y/X не применимы для преобразования Фурье в качестве меры положения угловых точек контура. В некоторых работах [например, 5–6], в качестве меры взаимного положения точек принимается величина азимута в направлении от точки центра тяжести речного бассейна к каждой из угловых точек его контура. За саму величину сигнала берется показатель расстояния от центра тяжести до каждой из угловых точек. Данный подход имеет некоторые технические ограничения, важнейшее из которых — линии, соединяющие центр масс речного бассейна и угловые точки его контура не должны пересекать сам контур. В случаях выпуклой формы (выпуклый многоугольник) речного бассейна это ограничение не действует. В противном случае, оно либо действует, либо не действует, в зависимости от конкретных особенностей формы контура (рис.1). Собственно, условие применимости метода выполняется тогда, когда азимут на каждую последующую угловую точку контура при его обходе по часовой стрелке больше, чем на предыдущую (рис.1, правый). Для контуров реально существующих речных бассейнов, однако, это условие выполняется редко. Ниже, при описании алгоритма, покажем одну из возможностей обхода данного ограничения.

¹⁵ Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект №15-17-10008)

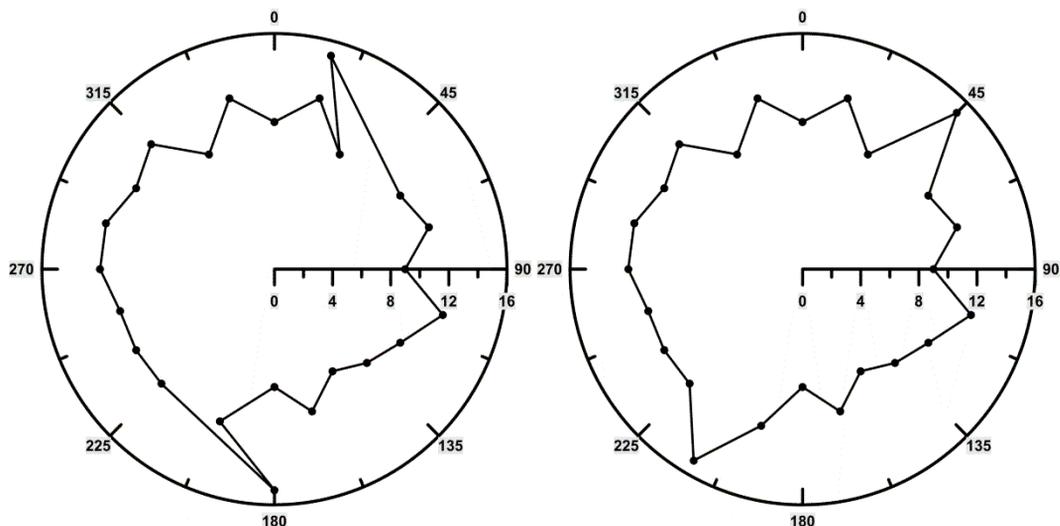


Рис. 1. Слева — часть угловых точек контура вне области прямой видимости с точки центра масс, справа — все угловые точки в области прямой видимости

Преобразование Фурье позволяет разложить сигнал конечной длины в сумму периодических функций (гармоник). Ряду наблюдений длиной N преобразование Фурье позволяет поставить в соответствие функцию вида (1) [по 7]:

$$R(k) = \frac{A_0}{N} + \sum_{k=1}^N C_k \sin\left(k \frac{2\pi}{z} x + \theta_k\right) \quad (1)$$

где $\frac{A_0}{N}$ — постоянная составляющая;

C_k — амплитуда k -ой гармоники;

$k \frac{2\pi}{z}$ — круговая частота;

θ_k — фазовый сдвиг k -ой гармоники.

Рассмотрим применение метода на примере бассейна р. Виноградль (система Днепр–Десна–Сейм–Тускарь–Виноградль). Для каждой из угловых точек, а также для центра масс контура речного бассейна известны их плановые координаты. Решением простых геометрических уравнений, плановые координаты узловых точек относительно условного начала отсчета — центра масс — переводятся в полярные. Преобразование Фурье на вход принимает отсчеты, «расстояние» между которыми фиксировано — это могут значения, снимаемые через равные промежутки времени; величины, снимаемые через равный лаг по линии какого-либо профиля. В нашем случае, «расстояние» между соседними отсчетами показателя удаленности контура речного бассейна от его центра масс измеряется угловыми величинами. Так как величина угла между направлениями на соседние угловые точки не остается фиксированной, «сигнал» для приведения к равномерному виду необходимо интерполировать. Учитывая, что закономерно-

сти поведения «сигнала» нам вообще или почти не известны — разумно использовать простую линейную интерполяцию.

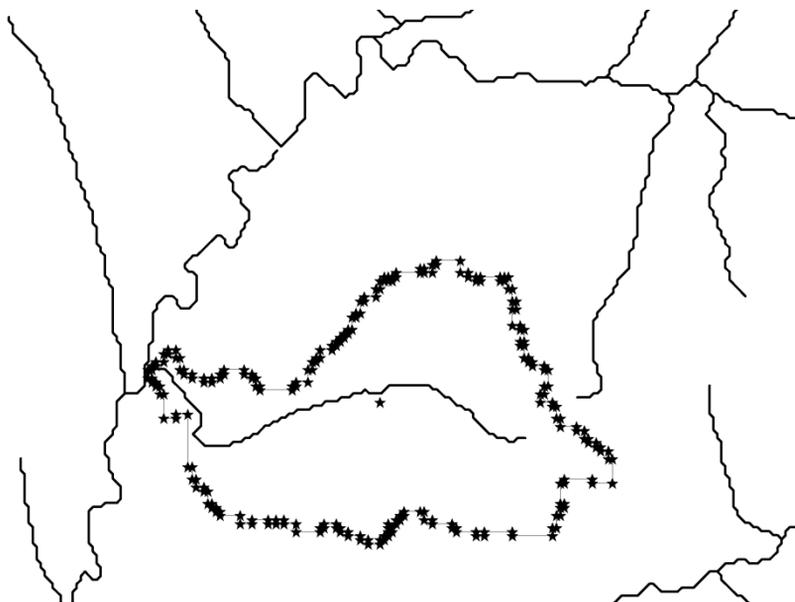


Рис. 2. Схема бассейна р. Винограбель (Курская область). Угловые точки и центроид контура показаны звездами.

Рассматриваемый контур представлен совокупностью 242 точек и отрезков между ними. Расстояние от центроида контура до него самого меняется в пределах от 3540 до 12270 м. При этом азимут лишь на 188 точек из 242 больше, чем на предыдущую для каждой из них; еще на 50 — меньше, чем на предыдущую; величины азимута на 4 точки совпадают с величиной азимута на соответственно предыдущие. Такое распределение точек по азимутам на них относительно азимутов на соседние точки есть косвенный критерий сложности контура. Для приведения сигнала к регулярному виду необходимо упорядочить значения по возрастанию азимута на точку (единственная координата), после чего провести интерполяцию, например, с получением того же количества отсчетов (242 значения через равные угловые промежутки) на 360° азимутального круга. Полученный «сигнал», приведенный к регулярному виду, подвергается дискретному преобразованию Фурье (ДПФ). Это преобразование дает Фурье-образ исходных данных — ряд значений (комплексные числа) такой же длины, что и подвергнутый преобразованию ряд. Частное от деления модуля каждого из значений Фурье-образа на длину ряда позволяет получить 1) постоянную составляющую ряда, 2) амплитуды k гармоник со все увеличивающейся частотой вплоть до значения частоты $k \leq N/2$, где N — число отсчетов «сигнала». Т.е. при

$k=1$ (первая гармоника) частота синусоиды равна $1/\text{контур}$; при $k=2$ (вторая гармоника) частота синусоиды равна $2/\text{контур}$ и т.д.

Используя только несколько первых и последних значений Фурье-образа (он симметричен), отвечающих за параметры гармоник наименьших частот, можно с различной степенью точности для разных бассейнов обратным дискретным преобразованием Фурье восстановить исходный контур. С абсолютной точностью контур восстановится только с использованием всех рассчитанных параметров гармоник, но в случае, если идеальное повторение исходного контура не необходимо, появляется возможность «свертки» информации о геометрии бассейна в гораздо более компактный вид, нежели задание параметров этого контура «в лоб» — через плановые или полярные координаты всех угловых точек. Нельзя забывать, что для целей интерполяции отсчеты были упорядочены по возрастанию азимута, и им следует вернуть исходный порядок. Для того, чтобы это было возможно, еще до интерполяции следует задать порядок следования точек в контуре и после обратного преобразования Фурье вернуться к известному порядку.

На рис.3. показано восстановление исходного контура бассейна р. Виногробль 1) постоянной составляющей удаленности линии контура от центроида; 2) постоянной составляющей и 3-мя гармониками с наименьшими частотами; 3) постоянной составляющей и 9-ю гармониками с наименьшими частотами.

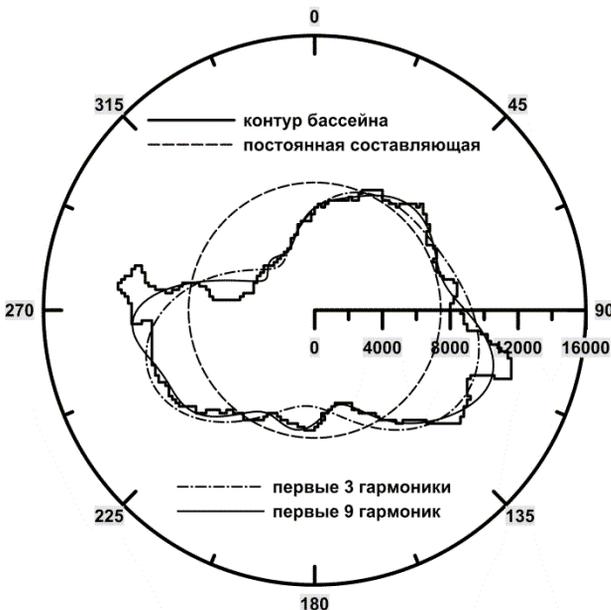


Рис. 3. Восстановление контура бассейна р. Виногробль различными наборами гармоник

С добавлением гармоник все более высоких частот, точность восстановления исходного контура будет возрастать. За степень точности можно принять частное от деления суммы площадей тех частей исходного и восстановленного контуров, которые принадлежат только одному из них, на площадь исходного контура. Минимальное значение параметра — ноль — соответствует максимальной степени точности

аппроксимации. С добавлением каждой последующей гармоники этот показатель будет расти не линейно — на каких-то частотах скачок в увеличении точности будет гораздо более заметным, чем на других. Именно эти пространственные частоты и формируют основные черты плановой морфологии речного

бассейна. Бассейны относительно простой формы в плане будут хорошо описываться небольшим набором гармоник. Для описания с той же точностью бассейнов, имеющих сложную плановую форму, потребуется больший набор гармоник. Из этого следует, что бассейны можно сравнивать между собой по степени сложности формы, например, через показатель к количества гармоник, необходимых, чтобы описать форму каждого речного бассейна с заранее заданной точностью, которую следует воспринимать как своеобразный аналог «уровня значимости» в математической статистике.

Литература

1. Торнес Дж.Б., Брунсден Д. Геоморфология и время. М.: Недра, 1981. 228 с.
2. Pike R.J., Rozema W.J. Spectral analysis of landforms // *Annals of the Association of American Geographers*, 1975, vol.65 (December), N.4, pp. 499–516.
3. Ласточкин А.Н., Одесский И.А. Гармонический анализ гипсометрических профилей с целью выявления волнообразных деформаций // *Геоморфология*, 1970, №2, с. 78–88.
4. Perron J. T., Kirchner J.W., Dietrich W.E. Spectral signatures of characteristic spatial scales and nonfractal structure in landscapes, *J. Geophys. Res.*, 2008, 113, F04003.
5. Jarvis R.S. Classification of nested tributary basins in analysis of drainage basin shape // *Water Resour. Res.*, 1976, no.12, pp. 1151–1164.
6. McArthur D.S., Ehrlich R. An efficiency valuation of four drainage basin shape ratios // *Prof. Geog.*, 1977, no.29, pp. 290–295.
7. Рыжов П.А., Гудков В.М. Применение математической статистики при разведке недр. М.: Недра, 1966. 236 с.

ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКИЙ МЕТОД В ГЕОМОРФОЛОГИИ НА ПРИМЕРЕ ИССЛЕДОВАНИЙ АКТИВНЫХ ВУЛКАНОВ КАМЧАТКИ

Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
Россия, shevchenko@kscnet.ru

PHOTOGRAMMETRIC METHOD IN GEOMORPHOLOGY: A CASE STUDY FOR ACTIVE VOLCANOES OF KAMCHATKA

Dvigalo V.N., Svirid I.Yu., Shevchenko A.V.

Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky,
Russia, shevchenko@kscnet.ru

Задачей фотограмметрии является определение форм, размеров и положений объектов по их фотографическим изображениям. Фотограмметрия необходима во всех отраслях естественных наук при получении морфометрических харак-

теристик объектов в тех случаях, когда их проще отснять фотографически, чем измерить непосредственно, например, при исследованиях таких сложных и опасных объектов как вулканы.

Фотограмметрический метод весьма полезен в динамической геоморфологии, так как он позволяет фиксировать состояние форм рельефа на момент съемки, а также при многократных наблюдениях отслеживать и определять количественно все произошедшие изменения. Данный аспект фотограмметрического метода имеет особенное значение при изучении кратковременно существующих и даже движущихся объектов и таким образом может быть полезен для определения геометрических форм, размеров и скоростей движения продуктов вулканических извержений, таких как эруптивные облака, лавовые и пирокластические потоки.

Фотограмметрической теории посвящено большое количество специальных работ. Поэтому мы лишь кратко опишем сам метод и приведем несколько примеров его применения в геоморфологических исследованиях вулканических объектов.

Фотограмметрические работы состоят из следующих этапов: планово-высотная подготовка местности; фотосъемка с соблюдением технологических требований; фотограмметрическая обработка снимков; построение цифровых моделей рельефа (ЦМР).

Во время планово-высотной подготовки местности в ходе полевых работ на поверхности исследуемого объекта закрепляются и маркируются опорные точки и определяются их координаты для последующей привязки стереомоделей. Точки маркируются так, чтобы они могли быть впоследствии легко распознаны на аэрофотоснимках. Вулканы сильно выступают над окружающим рельефом, а также могут представлять высокую опасность при наземных исследованиях, поэтому их фотосъемку для фотограмметрических целей лучше всего выполнять с воздуха.

Вне зависимости от используемого оборудования и ПО фотограмметрическая обработка снимков включает следующие этапы: внутреннее ориентирование снимков; взаимное ориентирование снимков; внешнее ориентирование стереомодели.

После выполнения ориентирования геодезические координаты любой точки поверхности объекта могут быть легко получены из стереомодели. По результатам определения координат точек создаются ЦМР изучаемых объектов, которые являются основой для итоговых материалов: карт, ортофотопланов, 3D визуализаций. Кроме того по ЦМР возможно производить все необходимые измерения и вычисления, например получать объемы твердых отложенных эруптивных продуктов, жидкой лавы и отрицательных форм, образовавшихся на вулканических постройках.

В статье рассмотрены лишь некоторые из исследованных с помощью фотограмметрического метода вулканических объектов Камчатки. Чтобы продемон-

стрировать универсальность метода, были выбраны объекты с различными типами активности.

Формирование купола вулкана Молодой Шивелуч. Вулкан Молодой Шивелуч расположен в юго-западной части позднеплейстоценового массива Шивелуч в зоне сочленения Алеутской и Камчатской островных дуг. Извержение 12 ноября 1964 г. привело к частичному обрушению постройки вулкана и к образованию двойной обвальнoй кальдеры $1,8 \times 3,5$ км [1]. В периоды 1980–1981 гг., 1993–1995 гг. и 2001 г. – настоящее время на Молодом Шивелуче наблюдается рост нового лавового купола.

За период 1980–1981 г., лавовый купол достиг высоты 185 м и объема $0,02$ км³. При извержении 1993–1995 гг. высота купола достигла 346 м, объем – $0,2$ км³. Средние расходы лавы за два первых периода были соответственно $41\ 000$ м³/сут. и $280\ 000$ м³/сут. В 1980–1981 и 1993–1995 гг. рост купола был эндогенным (согласно классификации Х. Виллиамса).

С 2001 г. по настоящее время (рис. 1) купол формируется в основном по эндогенному типу. В разных частях купола образуются структуры расщепления и лавовые лобосы, периодически разрушаясь вследствие взрывных и гравитационных процессов. К 2012 г. относительная высота купола составила 526 м, объем – $0,63$ км³. Средний расход лавы за 2001–2012 гг. превысил $225\ 000$ м³/сут. [2].

Трещинные Толбачинские извержения. В юго-западном секторе Ключевской группы вулканов расположен сдвоенный конус сросшихся вулканов Острый Толбачик и Плоский Толбачик. Хотя постройки этих вулканов формировались синхронно в позднем плейстоцене, в течение голоцена активность проявлял только вулкан Плоский Толбачик. Кроме вершинных извержений также происходили латеральные извержения из обширной зоны трещин Толбачинского дола [3].

Наиболее изученными являются два исторических извержения: Большое Трещинное Толбачинское извержение (БТТИ) 1975–1976 гг. и Трещинное Толбачинское извержение (ТТИ) 2012–2013 гг. БТТИ состояло из двух этапов – Северного прорыва с 6 июля по 15 сентября 1975 г. и Южного прорыва с 15 сентября 1975 г. по 10 декабря 1976 г. Извержение Северного прорыва БТТИ было преимущественно взрывным, что привело к образованию шлаковых конусов высотой до 300 м с объемом пироклаستيки около $0,5$ км³. Потоками лавы объемом $0,22$ км³ была покрыта площадь $8,86$ км². Извержение Южного прорыва БТТИ имело выраженный эффузивный характер и продолжалось 15 месяцев. Это привело к образованию лавового покрова площадью $35,87$ км² и объемом $0,97$ км³ и небольшого шлакового конуса высотой 165 м и объемом $0,01$ км³.

ТТИ 2012–2013 гг. имело преимущественно эффузивный характер. Скорость поступления лавы на поверхность в первые двое суток составила 440 м³/сек, что на порядок превышает вынос твердого вещества при формировании первого шлакового конуса БТТИ за аналогичное время в дни извержения 1975 г. Хотя площадь лавовых полей ТТИ 2012–2013 гг. ($35,23$ км²) почти соответствует та-

ковой для Южного прорыва БТТИ, объём лав – почти вдвое меньше ($0,52 \text{ км}^3$), что может быть объяснено большими уклонами подстилающей поверхности района нового извержения. Также во время ТТИ 2012–2013 гг. вокруг жерл трещинной зоны возникло множество мелких шлаковых образований высотой до 15 м и группа конусов Набоко, высотой до 123 м, с общим объёмом $0,02 \text{ км}^3$ [4].

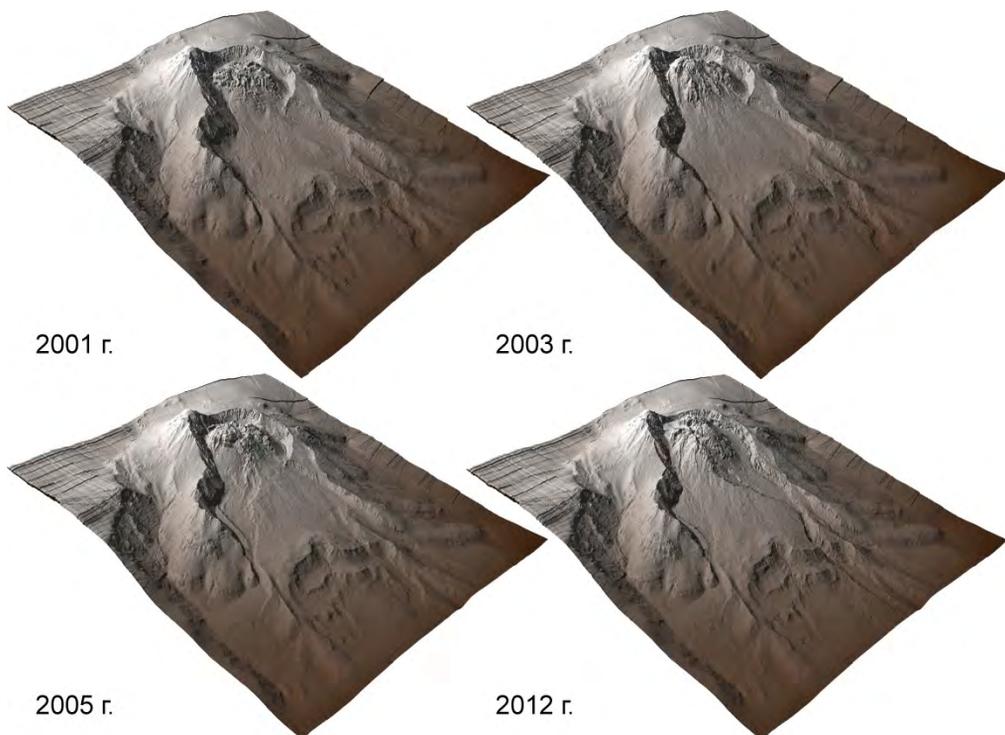


Рис. 1. 3D визуализации цифровых моделей рельефа вулкана Молодой Шивелуч на разных стадиях формирования лавового купола.

Катастрофическое извержение в кальдере Академии наук. Кальдера Академии наук расположена в Карымском вулканическом центре в 30 км от восточного побережья Камчатки. Большая часть кальдеры занята Карымским озером – одним из крупнейших вулканических озёр Камчатки. Средний диаметр озера составляет 3,7 км, площадь – $10,3 \text{ км}^2$, глубина – до 70 м.

Катастрофическое извержение 2–3 января 1996 г. в Кальдере Академии наук [5] имело значительные последствия. Появился новый кратер Токарева, сформировавший полуостров Новогодний. Изменились очертания береговой линии озера, рельеф его дна и берегов, которые были размывы волнами цунами. Наиболее высокие заплески в северной части озера близ полуострова Новогодний достигали 50 м над урезом воды. Высота заплесков на наиболее удалённых

от кратера Токарева южных участках берега составила 10 м. Исток реки Карымской, выходящий из озера, оказался перегорожен эруптивным материалом. Озеро было подпружено, что привело к повышению его уровня на 3,5 м. После размыва плотины 16 мая 1996 г. паводок вырвался в долину Вулканостанции и затопил её за несколько часов. Площадь грязевых отложений паводка составила 0,37 км², их средняя мощность – 3 м. В ареале 2×0,5 км, простирающемся от кратера Токарева, появились субмеридиональные трещины. На поверхности полуострова Новогодний также образовались трещины и небольшие маары.

Изучение произошедших изменений производилось с применением аэрофотограмметрических работ. Карымский вулканический центр являлся к тому времени хорошо исследованным, на его территории с 1973 г. существует геодезический полигон с большим количеством опорных точек, что существенно облегчало проведение плано-высотной подготовки. Аэрофотосъемка района событий производилась с 1978 г. Для определения последствий извержения в качестве основы была использована съёмка 1984 г. Последствия извержения были закартографированы по материалам аэрофотосъёмок 1996, 2000 и 2003 гг.

Исследования перечисленных вулканических объектов показали высокую востребованность, пригодность и универсальность фотограмметрического метода в вулканологии и динамической геоморфологии. Материалы этих работ не сводятся исключительно к картам, так как полученные ЦМР могут стать основой для моделирования геоморфологических и сейсмотектонических процессов.

Литература

1. Мелекесцев И.В., Волинец О.Н., Ермаков В.А., Кирсанова Т.П., Масуренков Ю.П. Вулкан Шивелуч / Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 84–103.
2. Shevchenko A.V., Dvigalo V.N., Svirid I.Yu. Airborne photogrammetry and geomorphological analysis of the 2001–2012 exogenous dome growth at Molodoy Shiveluch Volcano, Kamchatka // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2015. V. 304. P. 94–107.
3. Двигало В.Н., Федотов С.А., Чирков А.М. Вулкан Плоский Толбачик / Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 198–211.
4. Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В. Первые количественные оценки параметров трещинного Толбачинского извержения 2012–2013 гг. по данным аэрофотограмметрических наблюдений // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 3–11.
5. Федотов С.А. Об извержениях в кальдере Академии Наук и Карымского вулкана на Камчатке в 1996 г., их изучении и механизме // Вулканология и сейсмология. 1997. № 5. С. 3–37.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЛАВА 1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ

<i>Баженова О.И.</i> Динамические фазы циклов экзогенного рельефообразования.....	3
<i>Баженова О.И., Снытко В.А., Тюменцева Е.М.</i> Сибирская школа экспериментальной геоморфологии.....	7
<i>Барышников Г.Я.</i> Теоретические обоснования выделения рельефа переходных зон горных сооружений.....	11
<i>Бельгибаев М.Е.</i> Типология эоловых процессов и их влияние на геосферы и ландшафты.....	15
<i>Болтрамович С.Ф., Жиров А.И., Ласточкин А.Н.</i> Геоморфологические исследования полярных регионов в Санкт-Петербургском государственном университете.....	21
<i>Болысов С.И., Мысливец В.И.</i> Рельеф земной поверхности и биоразнообразие.....	26
<i>Борсук О.А.</i> Литодинамические потоки в бассейново-долинных системах: итоги и перспективы.....	30
<i>Вахрушев Б.А.</i> Крымская научная карстологическая школа, ее история и роль в развитии учения о карстовом геоморфогенезе.....	35
<i>Веселова Л.К.</i> Концепция сохранения пенеппена горных систем внутриконтинентальных пустынь.....	40
<i>Виноградова О.В.</i> Классификация погребенных долин горных районов, приморских низменностей и шельфа азиатской части России.....	45
<i>Жиров А.И., Лопатин Д.В.</i> Важные направления развития теоретической геоморфологии.....	49
<i>Игнатов Е.И.</i> Технология геоморфологических исследований.....	54
<i>Волков И.А., Казьмин С.П.</i> Индикаторы климата мезозоя и кайнозоя.....	60
<i>Ликутев Е.Ю.</i> Концепция геоморфологических уровней: морфодинамический аспект.....	64
<i>Лихачёва Э.А.</i> Морфологическая память рельефа.....	69
<i>Ким В.И., Лю Шугуан, Махинов А.Н., Махинова А.Ф.</i> Роль катастрофических наводнений в переформировании русел крупных рек.....	72
<i>Мысливец В.И.</i> Некоторые свойства пространства и времени рельефа земной поверхности.....	77
<i>Мясников Е.А., Сорокин П.С.</i> К вопросу методики определения эндодинамической опасности территории Дальневосточного сектора Арктики.....	84
<i>Невский В.Н.</i> Схема индуктивного формирования таксонов геоморфологической морфогенетической классификации.....	87
<i>Некрасова Л.А.</i> Нормативно-правовая основа эколого-геоморфологической оценки территориальных ресурсов.....	91
<i>Петров Н.Ф., Никонорова И.В., Алексеев И.А.</i> Место и роль геоморфологических исследований в инженерной геологии.....	96

<i>Поздняков А.В.</i> Обратимая самоорганизация продольного профиля водотока циклоидального типа (экспериментальные исследования).....	101
<i>Поздняков А.В.</i> Современные проблемы и задачи геоморфологии.....	107
<i>Постоленко Г.А.</i> Климатический ритм как мера формирования литологического строения аллювиальной свиты.....	120
<i>Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю., Шмыков В.И.</i> Земные недра как главный современный объект геоморфологических исследований.....	125
<i>Соколова Н.В.</i> Изучение характера процессов сноса и накопления с учетом зон разрядки напряжений, потенциальных разрывов земного вещества разного ранга.....	131
<i>Хон А.В.</i> Аккумулятивное развитие ложа руслового потока. Сеть связей	135
<i>Завадский А.С., Кораблева О.В., Чернов А.В.</i> Проявления дискретности флювиальных рельефообразующих процессов.....	139
<i>Чичагов В.П.</i> Вклад в современную геоморфологию замечательного российского геолога и геоморфолога Геннадия Феодосьевича Уфимцева...	144
<i>Чичагов В.П.</i> Аридная геоморфология, ее смысл и содержание.....	149
<i>Шмыков В.И.</i> Речной бассейн как форма рельефа: его происхождение и рельефообразующие процессы.....	153

ГЛАВА 2. ГЕОМОРФОЛОГИЯ КРЫМСКОГО РЕГИОНА

<i>Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В.</i> К выявлению гипогенного карста на Главной гряде Крымских гор.....	159
<i>Белягова Е.В., Епихин Д.В.</i> Фитоиндикация склоновых процессов Внутренней гряды Крымских гор.....	165
<i>Блага Н.Н., Знаменский П.А.</i> Морфогенез денудационных останцов горного массива Карадаг (Крым).....	169
<i>Блага Н.Н., Романенко Н.И., Чефонов А.Л.</i> Геоморфологические особенности «ущелья» Уч-Кош (Крым).....	173
<i>Боборыкина О.В., Насонкин В.А., Панков Ф.Н.</i> Измерения литосферных деформаций в Крыму.....	177
<i>Боков В.А., Горбунов Р.В.</i> Роль физико-географических процессов в формировании диссимметрии склонов локального уровня в Горном Крыму.....	181
<i>Болысов С.И., Фузеина Ю.Н.</i> Поэтические образы крымского рельефа.....	186
<i>Борсук О.А., Бредихин А.В.</i> Рельеф Крыма в живописи.....	197
<i>Вахрушев И.Б.</i> Сейсмоэкология рекреационных регионов Крыма.....	201
<i>Гаркуша Л.Я., Соцкова Л.М.</i> Рельеф как фактор дифференциации растительных сообществ водосборного бассейна реки Салгир.....	205
<i>Горячкин Ю.Н.</i> Изменения берегов Крыма за последнее столетие.....	208
<i>Гуров К.И., Овсяный Е.И., Попов М.А.</i> Исследование донных отложений Балаклавской бухты.....	212
<i>Драган Н.А.</i> Особенности почвообразования в ландшафтах Крыма в связи с рельефом.....	215

<i>Измайлов Я.А.</i> Строение и биостратиграфия отложений Азово-Черноморских неоплейстоценовых террас как свидетельства последовательного эрозионного углубления Черноморско-Средиземноморских проливов.....	221
<i>Кладовщикова М.Е.</i> Геоморфология Крыма в работах Николая Степановича Благоволлина.....	226
<i>Криничный Н.А., Самохин Г.В.</i> Создание базы данных туфовых отложений Крыма на примере туфов Долгоруковского карстового массива.....	232
<i>Кузнецов А.Г., Пащикова Н.Г.</i> Методические особенности исследований пляжей берегов Тарханкутского полуострова (Крым).....	237
<i>Луговой Н.Н.</i> Современное состояние морских берегов Севастополя.....	241
<i>Лукашов А.А., Лысенко В.И., Смоктунович Т.Л.</i> Сейсмодислокации мыса Опук (Керченский полуостров).....	246
<i>Игнатов Е.И., Лукьянова С.А., Мысливец В.И.</i> Береговые аккумулятивные формы Сивашской лагуны, Крым.....	251
<i>Панин А.Г.</i> Роль геолого-геоморфологической основы геосистем в формировании их эпифаций и рядов на примере западного Крымского предгорья.....	255
<i>Пасынков А.А., Пасынкова Л.А.</i> Палеореки и каньоны крымского сектора Черного моря.....	258
<i>Самохин Г.В.</i> , Глиняные сталагмиты в пещерах Крыма.....	262
<i>Самохин Г.В., Шарко Е.Ю.</i> , Полевые исследования динамики формирования субаквальных водно-хемогенных отложений в пещере Красная, Крым.....	267
<i>Санин А.Ю.</i> , Взаимосвязь между геоморфологическими особенностями прибрежной зоны Крыма и природопользованием в ее пределах.....	272
<i>Суханова Т.В., Стафеев А.Н.</i> Соотношение древнего и современного рельефа толщи ченкских песчаников (нижняя юра) в Горном Крыму.....	277
<i>Токарев С.В., Рощина К.Н.</i> Выделение элементов рельефа некоторых районов Крыма на основе расчета индекса топографической позиции... ..	283
<i>Чепалыга А.Л.</i> Разработка новой концепции Черноморских террас юго-восточного Крыма: геоморфология, стратиграфия, палеогеография.....	291
<i>Чичагов В.П.</i> Геоморфология Крыма в трудах отечественных ученых 20-30-х гг. XX века И.Н. Гладцина, Б.Л. Личкова и Б.А. Федоровича.....	295
<i>Шварев С.В.</i> Крупномасштабное геоморфологическое картографирование Керченско-Таманской области на основе ЦМР и детальных космических снимков.....	301
<i>Яковлева О. Б.</i> Морфометрический анализ западной части южного предгорного куэстового района Крыма.....	306

ГЛАВА 3. МЕТОДЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

<i>Авакян А.А., Аракелян А.А., Ерицян Г.Г.</i> Гипсометрическая характеристика рельефа основных речных бассейнов Армении.....	312
<i>Асоян Д.С.</i> Методика эколого-геоморфологического картографирования горных стран в субтропиках и тропиках по космическим изображениям.....	316
<i>Болысов С.И., Бредихин А.В., Ерёмченко Е.А., Матлахова Е.Ю. Обыденная Е.П.</i> Методика крупномасштабной оценки геоморфологической безопасности территории (на примере Южного Подмосковья).....	321
<i>Болысов С.И., Бредихин А.В., Ерёмченко Е.А.</i> Основные принципы выбора критериев при разномасштабной оценке геоморфологической безопасности.....	326
<i>Варшанина Т.П., Корецкий В.В., Плисенко О.А., Теплоухов С.В., Шехов З.А.</i> Возможности автоматизированной ординации геоморфосистем на основе эмпирически объективной информационно-математической 3d модели геометрической поверхности рельефа.....	331
<i>Веденева Е.А., Ермолаев О.П., Мальцев К.А., Мухарамова С.С., Харченко С.В.</i> Карта бассейновых геосистем европейской части России.....	336
<i>Водорезов А.В., Воробьев А.Ю., Кривцов В.А.</i> Методика изучения особенностей проявления и динамики экзогенных геоморфологических процессов в долине р. Оки в ее среднем течении в позднем плейстоцене и голоцене.....	339
<i>Ермолаев О.П., Рысин И.И., Голосов В.Н., Зайцева М.Ю.</i> О методике картографирования овражной эрозии на востоке Русской равнины.....	344
<i>Карпунин С.С., Судакова Н.Г., Черненко А.Н.</i> Перспективы использования космической информации в целях реконструкции геоморфологического строения краевых ледниковых зон Верхнего Поволжья.....	349
<i>Кандрюкова Н.А., Лопатин Д.В.</i> Аналоговые и цифровые методы дистанционных исследований при региональном геоморфологическом анализе.....	353
<i>Коркин С.Е., Исыпов В.А.</i> Методы мониторинга русловых деформаций на примере ключевого участка «Усть-Вахский».....	361
<i>Паниди Е.А., Трофимец Л.Н.</i> Особенности применения радиоцезиевого метода при изучении эрозионных процессов на антропогенно преобразованных склонах, осложненных ложбинным микрорельефом.....	365
<i>Петрова И.Ф.</i> Многообразие подходов к картографированию эколого-геоморфологического состояния территории.....	369
<i>Платонова С.Г., Скрипко В.В.</i> Использование бассейнового анализа для восстановления истории развития рельефа юго-восточной части Западной Сибири.....	373
<i>Рахуба А.В., Шмакова М.В.</i> Моделирование формирования рельефа dna водохранилища при неустановившемся движении воды.....	377

<i>Решетников М.В., Шешнёв А.С.</i> Применение петромагнитного метода при индикации плоскостной эрозии.....	382
<i>Савельева П.Ю., Вольвах А.О, Вольвах Н.Е., Мистрюков А.А., Овчинников И.Ю.</i> Данные радиоуглеродного датирования террас в долинах рек Юго-Восточного Алтая.....	385
<i>Семенов Ф.В.</i> Автоматизированное построение геоморфологических карт и выделение тектонических структур в пределах Печорского бассейна и прилегающих территорий.....	389
<i>Тюменцева Е.М.</i> Современные методы изучения литопотоков на степных склонах в Прибайкалье.....	396
<i>Веденеева Е.А., Гафуров А.М., Ермолаев О.П., Усманов Б.М.</i> Оценка интенсивности современных экзогенных процессов методом наземного лазерного сканирования.....	401
<i>Харченко С.В.</i> Использование преобразования Фурье для количественной характеристики и аппроксимации плановой формы речного бассейна.....	406
<i>Двигало В.Н., Свирид И.Ю., Шевченко А.В.</i> Фотограмметрический метод в геоморфологии на примере исследований активных вулканов Камчатки.....	410