АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КЛИМАТ, РЕЛЬЕФ И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА

ИЗДАТЕЛЬСТВО ·НАУКА·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

551.4.

КЛИМАТ, РЕЛЬЕФ И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА

3497

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
Москва 1981

УДК 551.4

Климат, рельеф и деятельность человека. Москва: Наука, 1981.

В сборник вошли основные доклады и сделанные кураторами обзоры работы секций XV Пленума Геоморфологической комиссии. Рассматриваются проблемы современного экзогенного рельефообразования в различных природных зонах, взаимосвязей между древними климатическими обстановками и развитием рельефа, антропогенное рельефообразование и принципы прогноза геоморфологических процессов. Сборник представляет интерес для геоморфологов, геологов-четвертичников, физико-географов.

Ил. 24, библ. 310, табл. 17.

Ответственные редакторы

доктора географических наук

А.А. АСЕЕВ и А.П. ДЕДКОВ

К $\frac{20902-027}{055(02)-81}$ 358–81. 190503000

©Издательство "Наука", 1981 г.

814

I. СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

А. В. СТУПИШИН, Д. А. ТИМОФЕЕВ

СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Общие данные о представленных на секцию материалах. Всего Оргкомитетом совещания отобрано и опубликовано в тезисах 54 сообщения 82 авторов, представляющих 32 научные, научно-производственные организации и вузы нашей страны. Эти цифры свидетельствуют о большом интересе к теме секции, а также о представительности и разнообразии поступивших материалов. Ниже мы постараемся показать, что и по содержанию, и по существу рассматриваемых общих и частных проблем и вопросов сообщения, представленные на секции, достаточно полно отражают современное состояние идей и результатов изучения современного экзогенного рельефообразования.

Распределение статей и тезисов докладов по тематике (указано количество статей). 1) Общие вопросы – 7; 2) картирование современных экзогенных процессов и форм экзогенного рельефа – 3; 3) методика исследований – 3; 4) региональные характеристики современного экзогенного рельефообразования – 5; 5) современные процессы в умеренно гумидных условиях – 5; 6) перигляциальные процессы и криоморфогенез – 10; 7) рельефообразование в аридных и семиаридных странах – 7; 8) рельефообразование в тропиках – 2; 9) динамика, интенсивность флювиальных процессов – 11; 10) склоновые процессы – 6; 11) карстовые процессы – 6; 12) эоловые процессы – 3; 13) береговые процессы – 3.

Такой обильный и разнообразный по тематике материал представляет благоприятные возможности для обсуждения основных аспектов рассматриваемой на нашей секции темы. Этот материал дает возможность определить круг вопросов, подлежащих особо внимательному рассмотрению и обсуждению. Пожалуй, только одна проблема, весьма актуальная в современной геоморфологии, не нашла должного отражения в тезисах докладов. Это проблема методов исследования и обобщения фактов, добытых при изучении современных экзогенных процессов, их типах, динамике, скоростях. Данных об этих сторонах экзогенного морфогенеза в докладах содержится много, имеются отдельные сообщения и о методах исследования (тезисы сообщений А.В. Вострякова и др., А.Т. Леваднюка, В.Н. Коротаева и А.Ю. Сидорчук, А.В. Гаврилова и А.Г.Топчиева, Е.М.Беловой, А.М.Тро-

814

фимова и В.М. Московкина, А.Ф. Грачева и Данг Ван Бата), но, как нам кажется, важнейшая проблема методов изучения и измерения экзогенных процессов не прозвучала с должной остротой. О возможности и актуальности этой проблемы говорит факт создания в рамках МГС особой комиссии по полевым геоморфологическим экспериментам, созданной на базе бывшей комиссии по изучению современных геоморфологических процессов. Сейчас стало совершенно ясно, что необходимо координировать усилия геоморфологов (и не только геоморфологов, но и специалистов в смежных науках) в деле методов, инструментов, единиц измерения, наконец, теоретических подходов к исследованию современных экзогенных процессов. Сейчас накоплен громадный и разнообразный материал по типам и скоростям современных процессов (денудация, эрозия, склоновые процессы, эоловые, береговые, карстовые и пр.). Но важнейшая и очень трудная задача обобщения этого материала чрезвычайно затрудняется отсутствием единых подходов к методам исследования, единых приемов изучения, общепринятых единиц измерения. Все это позволяет считать, что проблема методов изучения современных экзогенных процессов является сейчас одной из актуальнейших в нашей науке.

Не менее важна, интересна и актуальна не стареющая проблема зональности экзогенного рельефообразования, теснейшим образом связанная с темой нашей секции: "Современные экзогенные процессы в различных климатических условиях". Представляет определенный интерес само понятие "в различных климатических условиях". Материал, изложенный в тезисах, показывает, что нет полного единодушия как в понимании этого выражения, так и в оценке роли климатических условий в морфогенезе.

Большинство авторов рассматривают климатическую обстановку в зональном плане, причем выявляются два основных подхода. Очень многие набор зон представляют в ландшафтно-географическом плане, как это было в свое время разработано в трудах русских географов (В.В. Докучаев, Л.С. Берг, А.А. Григорьев) – зона тундры, тайги, смешанных лесов, лесостепи, степи, пустыни и т.д. (А.Г. Чикишев, В.В. Алексеева и др., А.Т. Леваднюк, А.Г. Доскач, Б.П. Любимов, В.М. Седайкин и др., Л.Г. Никифоров, А.Е. Козлова, В.А. Николаев и др., Д.А. Тимофеев, Т.В. Николаева, В.П. Палиенко и др.).

Второй классификационный подход к оценке зональности морфогенеза, построенный на сложных и многообразных взаимоотношениях рельефа с климатом, выдвинут в свое время А. Пенком (нивальная, гумидная и аридные зоны) и развернут впоследствии многими зарубежными и советскими геоморфологами в системы климатической геоморфологии. Этот морфоклиматический подход в послевоенные годы усиленно развивается как в нашей стране (работы И.С. Щукина, А.П. Дедкова, Д.А. Тимофеева, И.Э. Веденской и др.), так и за рубежом (работы Ж. Трикара, А. Кайё, Ж. Дреша, Ф. Жоли, Ю. Бюделя, Х. Меншинга и др.). В текстах сообщений, включенных в тезисы совещания, этот подход также был освещен достаточно сильно

814

и полно (Н.В. Башенина и др., Ю.П. Селиверстов, А.М. Калинин, Г.А. Максимович, И.Э. Веденская, М.М. Маматкулов).

И.Э. Веденская пишет о криогенной, гумидной, аридной и семиаридной зонах, причем указывает, что их границы не совпадают с границами природных зон. Объясняется это тем, что морфоклиматические зоны включают скульптурные формы разного генезиса, в том числе и древние унаследованные и реликтовые, в той или иной мере "чуждые" современной ландшафтной обстановке. А.Г. Доскач отмечает, что морфоклиматическая зональность развивается на общем фоне широтной природной зональности. В докладах встречаются и своеобразные классификационные определения – субарктические и субтропические области, гольцовые и субгольцовые ландшафты, причем не совсем ясно, имеют ли авторы в виду морфоклиматические области и ландшафты или природные.

Таким образом, нерешенным является вопрос, что предпочесть – природно-зональную классификацию, утвердившуюся в физической географии и смежных с ней геоботанике, географии почв и широко проникшую в геоморфологию, или "родную" морфоклиматическую (геоморфологическую) классификацию зон. Надо сказать, что в геоморфологии эти два подхода к анализу экзогенного рельефообразования утвердились как равноправные, и геоморфологи либо насыщают природные (климатические, почвенно-геоботанические, ландшафтные, физико-географические) зоны и пояса геоморфологическим содержанием, либо пытаются с большим или меньшим успехом выделять пояса, зоны, подзоны, провинции на основании данных о рельефе и рельефообразующих процессах и затем уже сравнивать эти геоморфологические зоны с природными и устанавливать морфоклиматическую зональность. Эти два пути, эти две тенденции геоморфологического анализа проявились и в присланных на данное совещание тезисах.

Поэтому одну из проблем, выдвигаемых для дискуссии, можно сформулировать следующим образом: каков должен быть классификационный подход к оценке климатической обусловленности экзогенных процессов и создаваемых ими форм и типов рельефа? Та же проблема может быть поставлена иначе: имеется ли совпадение (или несовпадение) природной зональности с морфоклиматической? Должна ли геоморфология выделять и характеризовать "собственную" зональность или насыщать геоморфологическим содержанием природные зоны?

Интересен также вопрос о пространственной и генетической связи горизонтальной и вертикальной (горной) морфоклиматической зональности. Этот вопрос нашел отражение в тезисах (О.П. Щеглова, Д.А. Тимофеев, Б.А. Федорович, Р.И. Никонова, Л.А. Дмитриева). Проблема вертикальной морфоклиматической зональности (поясности) может быть поставлена шире, не должна ограничиваться только горами суши. Так, в работах по геоморфологии дна морей (О.К. Леонтьев и др.) указывается, что имеется ярко выраженная вертикальная зональность рельефообразования на дне морей и оке-

анов: смена зоны прибрежной абразии и аккумуляции по мере возрастания глубин зоной неритовой аккумуляции, зоной деятельности гравитационных процессов нормально карбонатной глубоководной аккумуляции, зоной накопления красных глин и, наконец, абиссальной зоной с донными течениями и развитием связанных с ними аккумулятивных и эрозионных форм. Уместно напомнить также о концепции К.К. Маркова о геоморфологических уровнях, которая настраивает (с учетом вертикальной зональности для крипторельефа нашей планеты) на глобальную вертикальную зональность рельефа Земли от высочайших гор до глубочайших впадин на дне океанов. В этот ансамбль вертикальных зон или поясов войдут уровенные поверхности разного ранга, формирующиеся под воздействием комплекса различных субаэральных и субаквальных экзогенных процессов.

В связи с общей проблемой зональности экзогенного рельефообразования могут быть поставлены еще несколько важных и интересных вопросов, частично нашедших отражение в опубликованных к совещанию тезисах.

1. Критерии разделения на зональные, интразональные и азональные явления, процессы, формы рельефа. Об этом говорится в тезисах И.Э. Веденской, причем можно сделать вывод, что зональность или азональность устанавливается в зависимости от уровня обобщения и от величины (значимости) тех или иных форм и комплексов форм рельефа. Так, в ряде сообщений подчеркивается, например, по отношению к флювиальному морфогенезу, что наиболее ярко зональные черты и зональные изменения прослеживаются на малых формах верхних звеньев долинной сети (А.Г. Доскач, И.Э. Веденская, А.Е. Козлова, В.И. Кружалин и Т.Ю. Симонова). Указывается, что формы верхних звеньев речной сети более чутко реагируют на все изменения окружающей обстановки, более соответствуют условиям их формирования, тогда как крупные формы флювиального морфогенеза "свободны" от зонального влияния (И.Э. Веденская). Правда, это последнее утверждение оспаривается (В.П. Палиенко, Р.С. Чалов).

С другой стороны, отмечается, что имеются определенные строго зональные формы рельефа, или формы, которые в тех или иных зонах получают наиболее яркое развитие, наиболее активные и динамичные. Таковы семиаридные педименты (А.Г. Илларионова), балки степи и лесостепи (А.Г. Доскач, Д.А. Тимофеев), нивальные и нивально-флювиальные формы и курумы перигляциальных обстановок (Б.П. Любимов, С.С. Коржуев, Л.Ю. Вяткина и Ф.С. Хабибулина, А.И. Тюрин и Н.Ф. Полтев, О.И. Баженова, В.Б. Выркин, Р.И. Никонова и др.). Обращает на себя внимание, что обычно чисто зональными объявляются формы относительно малые, так сказать "частные", когда же дело доходит до характеристик комплексов форм и типов рельефа, положение с отнесением их к зональным или азональным группировкам усложняется.

В связи с этим встает задача достаточно точных и полных исследований для получения обобщенных характеристик зональных

комплексов форм экзогенного рельефа, характеристик их динамики, степени выраженности и сохранности, соотношений в каждом конкретном регионе с незональными формами, степени информативности этих форм рельефа и их группировок как зональных (или азональных) образований. Например, гольцовая терраса, очевидно, может служить такой информативной формой зонального морфогенеза для перигляциального пояса гор. Более того, как сказано в сообщении Р.И. Никоновой и А.А. Ищенко, характер нивальных форм рельефа различен в приокеанических и континентальных гольцовых ландшафтах, т.е. эти формы могут служить показателями и внутризональных различий. Но такие формы рельефа, как педименты, которые очень часто трактуются как зональные формы семиаридных районов (А.Г. Илларионов, Д.А. Тимофеев), тем не менее образуются и в других обстановках и поэтому не могут служить явными зональными признаками. Видимо, большое значение в получении объективных характеристик зонального или азонального характера тех или иных морфоскульптур и их комплексов имеют опыты картирования этих морфоскульптур на достаточно обширных территориях.

2. Очень интересен и важен для науки и для прикладных задач вопрос о разнообразии зональных комплексов рельефообразующих процессов и форм рельефа, ими создаваемых, вопрос о "спектрах" зональных процессов и форм. Влияют ли полнота и разнообразие зональных наборов процессов на интенсивность морфогенеза в той или иной природной или морфоклиматической зоне? Можно ли говорить о зонах более активного рельефообразования и менее активного? Какие зоны более активны?

Решение этих вопросов может быть получено только на основе исследований по двум основным направлениям: 1) детальное изучение, картирование существующих комплексов форм рельефа в разных природных и морфоклиматических зонах и определение степени зональности тех или иных форм и их сочетаний (о чем говорилось выше); 2) получение точных количественных характеристик хода современных и древних процессов экзогенного рельефообразования в разных зонах.

3. Наконец, вопросы, которые для многих, вероятно, окажутся неожиданными: является ли экзогенное рельефообразование на самом деле зональным? Реальны ли морфоклиматические зоны, или в пространственном распределении экзогенного морфогенеза первенствуют иные закономерности, например, принцип региональной изменчивости?

Эти вопросы не случайны. Они вызваны дуализмом наших исходных геоморфологических представлений об экзогенном рельефе. Мы не касаемся здесь и иного дуализма, дуализма более высокого ранга, основанного на фундаментальном представлении об эндогенных и экзогенных факторах рельефообразования. Мы говорим только об экзогенной, морфоскульптурной составляющей рельефа земной

поверхности. Дуализм мы видим в двойственном подходе к анализу и классификации экзогенного морфогенеза. С одной стороны, геоморфология весьма успешно оперирует генетическими характеристиками рельефа (выделяя флювиальный, ледниковый, эоловый, криогенный и т.п.), типами и разновидностями. С другой стороны, геоморфологи давно ищут возможности для увязки генетического подхода с концепцией природной зональности, так как для объяснения пространственных закономерностей распределения различных типов и сочетаний экзогенного рельефа одних генетических характеристик не хватает. Именно поэтому возникла концепция А. Пенка о нескольких климатических зональных обстановках рельефообразования, давшая начало современной климатической геоморфологии, и В. Девиса о нормальном (эрозионном, гумидном), аридном, ледниковом циклах. Ход рассуждений при этом обычно таков: одним из ведущих факторов рельефообразования является климат, а климат зонален, значит рельефообразование и распределение экзогенного рельефа на земной поверхности зонально. Но ведь, помимо климата, имеются и другие не менее важные факторы экзогенного морфогенеза. Очевидно необходимо, тщательно проанализировав фактический материал по типам и наборам процессов рельефообразования и комплексам и типам рельефа в глобальном или широком региональном масштабе, выяснить истинное значение каждого фактора, в том числе и зонального климатического в формировании и динамике в пространстве и во времени рельефа земной поверхности.

Представляется, что могут быть два решения этой кризисной ситуации[1]. Первое – фактор климатического воздействия является настолько сильным, что превалирует в своем воздействии на морфогенез над другими экзогенными факторами, и тогда морфоклиматическая зональность и провинциальность есть существующая реальность и геоморфологам лишь необходимо достаточно полно и детально эту реальность изучить.

Второе – фактор климатической зональности является лишь одним из равноправных факторов экзогенного рельефообразования и главной закономерностью пространственной дифференциации морфоскульптур является региональная изменчивость, определяемая изменениями всей суммы факторов рельефообразования. Зональность в таком случае выступает как частное проявление более общей закономерности.

Среди других не менее актуальных проблем особый интерес представляет проблема теоретических подходов и методов изучения современных экзогенных процессов, их динамики и интенсивности. В этом направлении еще многое предстоит сделать, так как у нас нет еще достаточно всеобъемлющей теории экзогенного морфогенеза.

---

[1] Аналогичная кризисная ситуация создалась сейчас в географии почв, что заставило ряд почвоведов критически проанализировать концепцию зональности почвенного покрова (например, работы В.А. Ковды, М.А. Глазовской, В.О. Торгульяна, И.А. Соколова).

Нет полной ясности, например, в таком важнейшем вопросе: от чего зависят тип и интенсивность процессов? В тезисах нашего совещания по этому поводу можно найти разные мнения, и это весьма типично для современного состояния экзогенной геоморфологии. Широко распространено представление, что и направленность, и интенсивность экзогенных процессов определяются прежде всего тектоническим (неотектоническим) режимом (Н.В. Башенина и др., И.Г. Авенариус). Не менее часто пишут о том, что климат и физико-географические условия в целом играют главную роль в направленности экзогенных процессов, в определении наборов и сочетаний этих процессов, характерных для тех или иных ландшафтных обстановок. Климат определяет, по представлениям этой группы исследователей, не только тип процессов, но и их интенсивность. Так, О.П. Щеглова показывает, что интенсивность денудации в горах Средней Азии определяется прежде всего климатом, высотной поясностью. По данным В.В. Алексеевой и ее соавторов, в настоящее время денудация почти всюду сильнее тектоники, что связано как с климатом, так и с усилением антропогенного воздействия.

Таким образом, можно поставить на обсуждение проблему: каковы основные, главенствующие факторы, определяющие тип, направленность и интенсивность современных экзогенных процессов? Что оказывает большее влияние на них – неотектоника, климат или антропогенное воздействие?

Очевидно, что для получения ответа на эти вопросы снова необходимо усиление и расширение точных количественных измерений современных процессов и анализ полученных данных. Этот анализ нужно проводить как в плане сравнительных характеристик интенсивности и направленности отдельных процессов или их суммарного воздействия в разных регионах (пространственный сравнительный анализ интенсивности процессов), так и в плане сопоставления фактического материала с данными морфоструктурного анализа, с материалами по современным тектоническим движениям, с ландшафтными (в том числе и климатическими) характеристиками регионов (качественный объяснительный анализ типов и причинности экзогенных процессов).

Хочется обратить внимание еще на одну сторону исследования современных экзогенных процессов. Речь идет о различной интенсивности этих процессов во времени и пространстве и, в частности, об экстремальных процессах. Эта проблема несколько лет тому назад была поставлена польским исследователем Л. Старкелем, показавшим роль экстремальных, катастрофических процессов в морфогенезе. Эта проблема весьма важна и в теоретическом, и в прикладном отношениях. В присланных на совещание тезисах она также затрагивается некоторыми авторами (Л.А. Дмитриева, В.И. Мартин). Обратим в связи с этим внимание на интересную мысль Б.А. Федоровича, который подчеркивает экстремальность процессов, происходящих в пустынях, не только эоловых, но и флювиальных.

Все, кто бывал в пустынях, могут только согласиться с Б.А.Федоровичем относительно экстремального, необычайно выразительного, хотя и прерывистого хода этих процессов, но и сама эта прерывистость тоже представляется экстремальной. По-существу Б.А. Федорович ставит вопрос о том, что пустыни являют собой экстремальные территории. Нам кажется, что вместе с обсуждением и дальнейшим изучением проблемы экстремальных экзогенных процессов следует обсудить и вопрос об экстремальных геоморфологических (морфоклиматических) обстановках, в которых экстремальность процессов типична и порождена именно этими обстановками. Тем самым снова поднимается старая, еще Дэвисовская, проблема "нормальности" и "аномальности" геоморфологических ландшафтов.

Эта проблема тесным образом связана с другой не менее важной и увлекательной проблемой долгопериодичной и короткопериодичной ритмичности (цикличности, сезонности) экзогенного рельефообразования и роли климатических флуктуаций в пульсации (качественной и количественной) современных экзогенных процессов во времени. Этой проблеме уделено довольно много внимания.

Некоторые авторы увязывают с колебаниями климата в течение года или в течение десятков и сотен лет силу проявления или затухания тех или иных экзогенных процессов. Г.П. Скрыльник подчеркивает большую роль сезонности климата в "климоморфогенезе" (термин Г.П. Скрыльника) Дальнего Востока. В теплое время года проявляются наиболее активно аллювиальные, абразионные, склоновые процессы, химическое выветривание и фитогенная аккумуляция. В холодные сезоны происходят нивационные, дефляционные, экзарационные процессы и физическое выветривание. Таким образом, сезоны года создают в умеренном поясе разноплановые тенденции климоморфогенеза. Добавим к этим справедливым положениям, что очень большую роль в экзоклимоморфогенезе играют переходные между сезонами года периоды, когда может наблюдаться наложение и взаимное усиление разных "теплых" и "холодных" процессов.

В ряде сообщений особо подчеркивается роль весеннего снеготаяния, порождающего избыточную влагу и способствующего скачкообразному росту оврагов (Б.П. Любимов, Е.А. Миронова, Л.Е. Сетунская, А.Е. Козлова). Важная роль теплового режима отмечается при формировании аккумулятивных берегов в разных ландшафтных поясах земного шара (Л.Г. Никифоров, Г.Д. Соловьева). Муссонный климат Дальнего Востока содействует активизации гравитационных, селевых, эрозионных и криогенных процессов (А.В. Гаврилова, А.Г. Топчиев, А.М. Лехатинов), а также эоловых процессов (Н.Н. Кононова) именно благодаря своей ярко выраженной сезонности. В условиях сухого климата Якутии северо-западные и северные ветры являются одной из главных причин активизации движущихся песков (П.Д. Павлов).

О значении климатических флуктуаций в ритмике рельефообразующих процессов говорится в докладе В.Е. Прока. Автор за период 200–300 лет выделил три вспышки активизации оползней, роста оврагов, заиления селевыми потоками пойм. Эти вспышки были вызваны периодами большого увлажнения климата. Цикличная активизация экзогенных процессов на примере изучения режима подземных карстовых вод, происходившая под влиянием годовых и многолетних климатических изменений, показана в сообщении В.И. Мартина. С 11 и 16-летней периодичностью климата связано не только изменение режима карстовых вод, но и активизация оползневых процессов. Столь же тесная связь в развитии поверхностных карстовых форм с климатическими факторами выявлена в районе г. Дзержинска (А.А. Сафронова, О.П. Максимова). Сезонные ливневые потоки на склонах пластовых равнин Тургайского плато содействуют выработке педиментов (А.Г. Илларионов) и развитию саев в Западном Казахстане (И.Г. Авенариус). Смена влажных циклов с продолжительностью 35–50 лет сухими обусловила цикличность проявления дефляционно-аккумулятивных процессов на равнинных территориях пустынь Средней Азии (Ч.Х. Ходжаев). В Карпатах особую роль в проявлении экстремальных рельефообразующих процессов играют ливневые дожди. На неравномерность хода экзогенных процессов во времени указывают А.Ф. Грачев и Данг Ван Бат для Горного Крыма. О значении теплого и холодного сезона года для местных особенностей развития карста в Горном Крыму говорится в сообщении В.Н. Дублянского. В переменно влажных тропиках, по данным Ю.П. Селиверстова, в дождливые сезоны отмечается усиленный вынос выветрелых пород со склонов.

Одним словом, содержащийся в тезисах фактический материал убеждает в том, что короткопериодичные и долгопериодичные изменения климата, его сезонность играют весьма ощутимую роль в ходе обычных экзогенных процессов, а порой являются причиной экстремального усиления их интенсивности. Этот материал, казалось бы, не оставляет места для дискуссии относительно сезонной и многолетней периодичности и неравномерности проявления современных экзогенных процессов во времени в самых различных природных обстановках. Однако в докладе О.А. Борсука и И.И. Спасской мы встречаемся с иным заключением. Авторы указывают, что климатическая периодичность не находит полного отражения в процессах рельефообразования, поскольку действует принцип соразмерности процесса и его результата и приводятся примеры в подтверждение этого положения. Доводы этих авторов довольно убедительны, а то, что они не вполне увязываются с доводами других исследователей, лишний раз показывает актуальность затронутой проблемы и необходимость дискуссии по этому вопросу.

Естественно, в обзоре мы не смогли ни достаточно подробно осветить весь материал, заключенный в статьях и тезисах докладов, ни более подробно охарактеризовать и обосновать выдвинутые нами проблемы. Несомненно также, что ряд проблем и вопросов, связан-

ных с обширной и сложной темой изучения современных экзогенных процессов в различных климатических условиях, остался не освещенным. Мы постарались сконцентрировать внимание на наиболее узловых, наиболее дискуссионных проблемах и вопросах, которые выдвигаются как насущные задачи сегодняшней науки и практики геоморфологических исследований.

А. П. РОЖДЕСТВЕНСКИЙ

О КЛИМАТИЧЕСКОЙ И СТРУКТУРНОЙ ГЕОМОРФОЛОГИИ (к проблеме соотношения экзогенного и эндогенного геоморфогенеза)

При изучении внешних факторов рельефообразования важное значение имеет вопрос о соотношении масштабов экзогенного и эндогенного геоморфогенеза. В настоящей статье рассматриваются некоторые стороны этой сложной проблемы.

Несмотря на то, что оба явления – экзогенный и эндогенный геоморфогенез составляют части единого природного процесса преобразования и развития рельефа земной поверхности, за последние 2–3 десятилетия вполне отчетливо определилось обособление в геоморфологии двух больших самостоятельных научных направлений – климатического и структурного. Первое из них изучает экзогенные, а второе – эндогенные процессы геоморфогенеза и создаваемые ими формы рельефа. Обособление двух названных направлений характеризует геоморфологию как за рубежом, так и в нашей стране и отражает общее состояние науки о рельефе на современном этапе ее развития, при существовании специфических особенностей отдельных национальных научных школ (Мещеряков, 1955, 1958; Шоллей, 1959; Дедков, 1976; и др.).

В нашей стране в ряде геоморфологических работ, особенно последнего времени, можно встретить критические высказывания по поводу обособления климатической и структурной геоморфологии и чрезмерного развития последней (Щукин, 1960; 1974; Криволуцкий, 1971, 1977; Тимофеев, 1972; Щербакова, 1977; и др.). Критика направлена в основном на одностороннее увлечение морфоструктурами, возведение морфоструктуры "в самодовлеющий объект изучения геоморфологии" (Щукин, 1974, с. 21) и на пренебрежение со стороны "структурных" геоморфологов к вопросам экзогенного рельефообразования, в частности к роли климата в формировании рельефа. Некоторые исследователи даже склонны усматривать во всем этом особый "культ морфоструктуры" (Щукин, 1974, с. 23).

В настоящее время нет необходимости дискутировать о разделении единой геоморфологии на климатическую и структурную: бесспорным является то, что они, будучи частями единого целого, в совокупности составляют науку геоморфологию. Вместе с тем столь

же очевидно, что как бы мы ни относились к этим направлениям, к какому бы из них ни относили себя – обособление их в геоморфологии на протяжении последних десятилетий остается объективным и непреложным фактом.

Случайно ли такое обособление, можно ли считать его (как допускают некоторые исследователи) отрицательным явлением в развитии науки о рельефе Земли?

Возникновение и становление климатического и структурного направлений следует рассматривать как закономерное явление в естественном процессе саморазвития геоморфологической науки, уходящее своими корнями к классическим концепциям В.М. Дэвиса и В. Пенка и к геоморфологическим представлениям русских геологов и географов А.П. Карпинского, А.П. Павлова, Д.Н. Анучина, В.А. Обручева и др.

Возможность и в известном смысле необходимость обособления в единой геоморфологии климатического и структурного направлений заложена, с одной стороны, в самом объекте исследования геоморфологии – рельефе Земли, формирующемся и существующем на границе раздела географической и геологической оболочек, и в методах его изучения, а с другой – в том положении, которое занимает геоморфология в ряду наук о Земле. В соответствии с этим в геоморфологии произошло и получило всеобщее признание разделение рельефообразующих факторов и процессов на две основные группы: экзогенные и эндогенные. Для изучения их геоморфология использует данные и методы смежных с нею наук – физической географии и геологии (в последнее время и геофизики).

Обособление названных направлений не опровергло существования единой общей геоморфологии; напротив, оно содействовало тому, что геоморфология прочно заняла в общем ряду наук о Земле место между географией (физической) и геологией, не смешавшись с ними. Развитие теоретических, методических и прикладных вопросов в каждом направлении – климатическом и структурном – привело к тому, что ныне геоморфология с полным основанием завоевала право называться самостоятельной наукой, и споры о том, принадлежит ли геоморфология географии или геологии потеряли всякий смысл и воспринимаются как анахронизм. Параллельное, хотя и не равномерное по интенсивности, развитие климатического и структурного направлений не только не грозит распадом геоморфологии как целостной науки, но и создает, как мне кажется, ту необходимую основу, на которой, с учетом роли антропогенных факторов, будет осуществлен новый теоретический синтез учения о рельефе Земли, создана всеобъемлющая общая теория геоморфогенеза.

Развитие климатического и структурного направлений, помимо вклада в теорию геоморфологии, в познание геоморфологических процессов геологического прошлого, внесло много ценного и полезного в прикладном отношении. Так, климатическая геоморфология, изучая экзогенные процессы рельефообразования, давала и дает большие и необходимые материалы для инженерной геологии, стро-

ительства, сельского хозяйства, освоения земель, преобразования и охраны природы, выявления закономерностей образования и поисковых критериев гипергенных полезных ископаемых и др. Структурное направление обогатило геоморфологию историческим и динамическим подходами к исследованию рельефа и новыми методами поисков таких полезных ископаемых, как нефть, природный газ, руды металлов и др. Бурное развитие структурно-геоморфологических исследований в нашей стране временно отодвинуло на второй план разработку вопросов теории экзогенного геоморфогенеза и, может быть, только в этом и следует усматривать негативную сторону столь усиленного развития структурной геоморфологии.

Нельзя не признать, что та часть критики, которая направлена против недооценки роли экзогенных процессов в геоморфогенезе представителями структурно-геоморфологического направления в основном является справедливой. В самом деле, можно привести большое число работ по структурной геморфологии, включая ряд обстоятельных монографий, появившихся в последние годы, в которых экзогенные процессы почти или совсем не рассматриваются, а тектоническому фактору отводится исключительная и почти единственная роль в развитии и формировании рельефа.

Такая критика полезна и она содействовала тому, что в последнее время стало намечаться сближение позиций представителей климатической и структурной геоморфологии в оценке такого важного вопроса, как относительная роль экзогенных и эндогенных факторов геоморфогенеза.

Тридцать лет тому назад К.К. Марков высказал мысль о сопоставимости масштабов экзогенного и эндогенного геоморфогенеза (Марков, 1948). С тех пор идея получила подтверждение в целом ряде геоморфологических и геологических данных и ее стали разделять многие исследователи (Мещеряков, 1965; Герасимов, 1970; Дедков, 1970; Криволуцкий, 1971, 1977; и др.). В утверждении этой идеи большое значение имело накопление сведений о величинах денудационного среза (общая, или тотальная денудация) и масштабах (амплитудах и скоростях) проявления новейших и современных движений земной коры.

Известные данные о размерах площадной денудации свидетельствуют о весьма значительных объемах современного денудационного среза и скоростях денудации в горных и равнинных областях (Мазарович, 1930; Ронов, 1949; Козловская, Краснов, 1962; Криволуцкий, 1965; Александров, Сигов, 1966; Медянцев, 1966; Воскресенский, 1968; Цыганков, Сапрыкин, 1968; Герасимов, 1970; Дедков, 1970; Габриелян, 1971; Рождественский, 1971; Растворова, 1973; Бондарев, 1974; Никонов, 1977 и др.). Среднегодовой денудационный снос исчисляется сотыми и десятыми долями миллиметра, резко увеличиваясь местами (в горах) до одного миллиметра и более. По данным А.А. Никонова (1977), средние скорости денудации на равнинах составляют около 0,03 мм/год, а в горах Монголии, Тянь-Шаня, Кавказа и Альп – 0,2–0,45 мм/год,

причем скорость современной площадной денудации на 1–2 порядка меньше скорости врезания русел рек. По только что опубликованным данным Д.А. Тимофеева и В.М. Фирсенковой (1978), средняя скорость денудации в одном из районов Русской равнины (бассейн р. Сейм, Курская область) за неоген – четвертичное время равна 0,028 мм/год.

Много новых и интересных сведений об интенсивности различных экзогенных процессов (выветривание, оползни, эрозия временных потоков, эрозия рек, химическая денудация и др.) приводится в книге казанских геоморфологов А.П. Дедкова, В.И. Мозжерина, А.В. Ступишина и А.М. Трофимова "Климатическая геоморфология денудационных равнин" (1977). Эти сведения указывают, что масштабы общей денудации на равнинах, при всем разнообразии и большом значении изменений климатических условий, достигают очень большой величины. Авторы ставят климат и тектонику в один ряд основных факторов рельефообразования, свидетельствуя этим соизмеримость роли каждого из них в процессах геоморфогенеза.

Общая мощность горных пород, уничтоженных денудацией только за четвертичный и неогеновый периоды, определяется десятками (на равнинах), сотнями и первыми тысячами метров (в горах). Исследования Л.Г. Бондарева (1974) показывают, что современный отрицательный баланс (расход) минерального вещества суши Земли, значительная часть которого обязана общей денудации, в целом составляет 23,2–25,7 млрд. тонн в год, тогда как положительный баланс (приход, аккумуляция) вещества на суше равен 2,9–4,4 млрд. тонн в год, то есть примерно в 5–8 раз меньше.

Таким образом, имеющиеся количественные данные о величинах денудационного среза и скоростях денудации, несмотря на значительные расхождения цифровых значений у различных исследователей, проистекающие из различий в способах определения и чрезвычайной трудности точной оценки этих явлений, в своей массе все же позволяют составить объективное представление об этих процессах и прийти к выводу о грандиозности масштабов денудации суши в современную эпоху. Столь же существенное значение имела денудация в развитии рельефа и в более далекие континентальные эпохи кайнозоя и мезозоя, когда климат на Земле был менее контрастным, чем в настоящее время, и неоднократно длительно существовали благоприятные условия для развития процессов глубокого химического выветривания.

Для решения вопроса о возможности количественного сопоставления геоморфологической роли экзогенных и эндогенных процессов принципиальное значение имеют данные о скоростях современных вековых вертикальных движений земной коры. Такие данные к настоящему времени накоплены по многим районам земного шара, относящимся к различным геоструктурным и геоморфологическим областям (Мещеряков, 1958; Мещеряков и Синягина, 1961; Карта современных вертикальных движений..., 1973; Никонов, 1977; и др.). Среднегодовые скорости движений, выявляемые по инстру-

ментальным измерениям, достигают в целом значительной величины и колеблются в пределах от десятых долей миллиметра до 8–10 мм и более в год. Таким образом, имеются основания говорить о количественной сопоставимости интенсивности и размаха процессов современной денудации и современного тектогенеза для тех районов, где эти движения проявляются с минимальными среднегодовыми скоростями. В остальных случаях рассматриваемые явления несопоставимы из-за существенного (на несколько порядков) превышения величины тектонического фактора над эрозионным.

Указанное расхождение не может служить основанием для заключения об отнесении экзогенных (климатических) и эндогенных процессов к геоморфологическим факторам геоморфогенеза различного таксономического ранга. Проявление тектонических движений с экстремальными величинами в основном локализовано в подвижных зонах геосинклиналей и орогенов и на сильно активизированных участках платформ. Вследствие этого они не могут оказывать непосредственного прямого воздействия на ход экзогенного рельефообразования на огромных территориях за пределами этих зон. Отметим также, что "чистые", не измененные внешними силами тектонические формы рельефа представляют весьма редкое и недолго сохраняющееся явление, образуются они в результате очень быстрых и интенсивных движений сейсмического типа и очень быстро подвергаются преобразующему воздействию экзогенных факторов.

Поэтому представляется принципиально правильным вывод И.П.Герасимова (1970) о полной соразмерности скоростей современной тотальной денудации и современных вертикальных движений земной коры. На этом основании И.П. Герасимов пришел к важному теоретическому обобщению о том, что "современный рельеф – в его естественном состоянии – действительно может рассматриваться как структурный элемент весьма сложной природной системы, характеризующейся динамическим равновесием, т.е. способностью к саморегулированию" (с. 12). "Именно это последнее свойство" – пишет далее И.П. Герасимов – и придает такой системе внешне статичный, уравновешенный характер, создающий традиционные представления о различии скоростей "невидимых" тектонических движений (образующих неровности рельефа) и бросающихся в глаза явлений денудации (их постепенно уничтожающих)" (там же).

Положение о рельефе земной поверхности как саморегулирующейся системе может быть распространено не только на современный, но и на древний рельеф, в частности на рельеф поверхности суши кайнозойского и мезозойского времени, когда уже существовал почти в "полном" наборе весь комплекс геоморфологических процессов, действующих и в современную эпоху.

Данная концепция, исходящая из динамического толкования рельефа, как мне кажется, не исключает и принципиально не противоречит представлениям Ю.А.Мещерякова (1965; 1970) о запаздывании экзогенных процессов по отношению к переменам знаков движений земной коры и о некоторой консервативности или автоном-

ности экзогенных процессов, проявляющихся в определенных геоморфологических условиях. Отмеченное запаздывание можно рассматривать как одно из проявлений саморегулирования системы. Что касается автономности экзогенных процессов по отношению к тектонической структуре и движениям, то это свойство составляет лишь одну из сторон взаимодействия экзогенных и эндогенных факторов в процессе развития рельефа. Оно не противоречит динамическому подходу к объяснению рельефа и только подчеркивает большую сложность и многообразность такого взаимодействия, раскрывает характер влияния уже сложившегося рельефа на последующий ход экзогенных процессов. Вместе с тем, все сказанное служит подтверждением общепринятого положения о ведущем значении динамических эндогенных факторов в развитии рельефа как процессов, создающих первичные исходные формы земной поверхности и стимулирующих преобразование их внешними силами.

В геоморфологической литературе (в том числе учебной) утверждается представление об антагонистическом характере экзогенных и эндогенных рельефообразующих факторов. Взаимодействие их рассматривается как диалектическая борьба противоположностей, составляющая основу исторического развития рельефа. Эта мысль в последнее время особенно подчеркивается в монографиях А.Е. Криволуцкого (1971; 1977). Согласно этой концепции, действие внутренних сил направлено на создание неровностей, контрастности рельефа, а внешних – на их уничтожение и выравнивание рельефа процессами денудации и аккумуляции.

3497

В таком виде данная концепция, хотя и отражает главную тенденцию взаимодействия внешних и внутренних факторов геоморфогенеза, все же является слишком прямолинейной, односторонней и неполной, по сравнению с реальным характером рассматриваемого взаимодействия. Она не учитывает такие распространенные, хотя и относительно кратковременные ситуации и режимы, когда экзогенные и эндогенные силы не противоборствуют, а действуют согласованно в одном направлении, усиливая либо ослабляя морфологическую и гипсометрическую контрастность рельефа. В таких случаях они не выступают в качестве геоморфологических антагонистов. Эти свойства проявляются в относительно кратковременные эпохи крупных перестроек рельефа, например, в ранние фазы орогенных этапов, когда расчленение и контрастность возникающего горного рельефа усиливается и подчеркивается одновременно протекающей активной эрозией. Именно такой характер взаимодействия рассматриваемых процессов проявляется, например, на рубеже палеозоя и мезозоя и в самом начале последнего на Урале, на рубеже миоцена и плиоцена и в начале последнего на востоке Русской равнины, когда региональное тектоническое поднятие платформы сопровождалось ее глубоким эрозионным расчленением. Важную роль при этом играют климатические условия, определяющие характер и набор экзогенных процессов. Геологическими и палеогеоморфологическими свидетелями таких эпох можно считать базальные галечные и конгло-

814

мератовые слои в разрезах осадочных коррелятных отложений, глубокие эрозионные врезы, сохранившиеся в погребенном состоянии и др.

Следовательно необходим более разносторонний подход и дифференцированная оценка характера взаимодействия и роли двух основных факторов – внутренних и внешних на различных стадиях развития рельефа.

Вывод о соразмерности масштабов экзогенного и эндогенного рельефообразования и данные о величинах денудационного среза должны обязательно учитываться при морфоструктурном и морфометрическом анализе, при палеогеоморфологических построениях и реконструкциях, изучении поверхностей выравнивания, определении амплитуд неотектонических движений и решении вопроса о возрасте рельефа.

Во многих геоморфологических работах можно встретить утверждение о способности денудационных поверхностей выравнивания к существованию в течение десятков и сотен миллионов лет без каких-либо заметных изменений. В последнее время взгляды о "долгожитии" таких поверхностей развиваются Д.А. Тимофеевым (1978).

Признание за поверхностями выравнивания свойства исключительной устойчивости против экзогенного разрушения широко отражено и в геоморфологическом картировании, выделении на многих картах в составе существующего экспонированного рельефа фрагментов древних (мезозойских и даже более ранних) поверхностей выравнивания.

Такой подход противоречит многочисленным данным (часть которых приведена выше) о больших среднегодовых величинах современного денудационного сноса и суммарного денудационного снижения рельефа суши за отдельные отрезки кайнозойской и мезозойской истории.

Отмеченное противоречие существует давно, оно сохраняется до настоящего времени и составляет один из дискуссионных вопросов геоморфологии. Устранение его возможно только на основе правильного решения кардинальной проблемы возраста рельефа и достижения единства среди геоморфологов в определении данного понятия.

Отдельные исследователи признают возможность вторичного и многократного снижения исходных поверхностей выравнивания за счет экзогенного разрушения и формирования на их месте новых выровненных поверхностей. Д.А. Тимофеев (1978) называет их "поверхностями репланации" и считает полихронными образованиями. С моей точки зрения, возраст их нужно датировать временем вторичного или последнего (в случае многократного) выравнивания.

Заслуживают серьезного внимания и дальнейшей разработки представления А.П. Дедкова (Дедков, 1976; Дедков и др., 1974; 1977) о поверхностях снижения как самых молодых денудационных вершинных поверхностях.

В свете этих представлений старый традиционный взгляд на вершинные поверхности в горах как на самые древние элементы рель-

ефа, должен быть пересмотрен. Прежде всего это относится к тем горам, вершины которых находятся в зоне гольцового выветривания и процессов морозной альтипланации: формирование их протекало в плейстоценовое и голоценовое время. Таким образом, возникает необходимость внесения существенных корректив в концепцию "предгорной лестницы".

Наметившееся сближение позиций климатической и структурной геоморфологии в оценке роли и масштабов процессов экзогенного и эндогенного геоморфогенеза выдвигает совместное изучение этих процессов в качестве главного направления дальнейшего развития геоморфологической науки. Оно явится той основой, на которой будет разработана всеобъемлющая общая теория геоморфологии. В этой теории должны быть отражены также геоморфологические аспекты воздействия человека на природу.

ЛИТЕРАТУРА

Александров А.И., Сигов А.П. О способах определения величины денудационного среза. – Информ. сообщ. Сер. геология месторождений полезных ископаемых; региональная геология. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1966, вып. 7.

Бондарев Л.Г. Вечное движение. Планетарное перемещение вещества и человек. М.: Мысль, 1974.

Воскресенский С.С. Соотношение тектонических поднятий и денудационного среза. – В кн.: Геоморфологические и гидрогеологические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1968.

Габриелян Г.К. Интенсивность эрозии на Кавказе. – Геоморфология, 1971, № 1.

Герасимов И.П. Современные рельефообразующие экзогенные процессы. Уровень научного познания, новые задачи и методы исследования. – В кн.: Современные экзогенные процессы. М.: Наука, 1970.

Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Поволжье. Казань: Изд-во Казан. у-та, 1970.

Дедков А.П. Теоретические аспекты современных климато-геоморфологических представлений. – Геоморфология, 1976, № 4.

Дедков А.П., Бутаков Г.П., Бабанов Ю.В. Поверхности снижения и формирование ярусности рельефа. – В кн.: Развитие склонов и выравнивание рельефа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1974.

Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. М.: ГУГК, 1973.

Козловская С.Ф., Краснов И.И. Существуют ли поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1962, № 2.

Криволуцкий А.Е. О масштабах денудационного среза горных поднятий. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1965, № 10.

Криволуцкий А.Е. Жизнь земной поверхности. М.: Мысль, 1971.

Криволуцкий А.Е. Рельеф и недра Земли. М.: Мысль, 1977.

Мазарович А.Н. Основные черты рельефа Высокого Заволжья. – Землеведение, 1930, т. 32, вып. 1/2.

Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948.
Мещеряков Ю.А. О некоторых особенностях современного состояния геоморфологии за рубежом. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1955, № 5.
Мещеряков Ю.А. Современные движения земной коры. – Природа, 1958, № 9.
Мещеряков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965.
Мещеряков Ю.А. О теории экзогенных процессов. – В кн.: Современные экзогенные процессы рельефообразования. М.: Наука, 1970.
Мещеряков Ю.А., Синягина М.И. Состояние знаний о современных движениях земной коры. – В кн.: Современные тектонические движения и методы их изучения. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
Николаев Н.И., Медянцев А.И. Интенсивность ледниковой денудации и материковые оледенения. – Вестн. МГУ, Сер. 4, геология, 1966, № 2.
Никонов А.А. Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977.
Растворова В.А. Формирование рельефа гор. М.: Наука, 1973.
Рождественский А.П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. М.: Наука, 1971.
Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР. – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3 (130).
Тимофеев Д.А. О некоторых геоморфологических законах. – Геоморфология, 1972, № 2.
Тимофеев Д.А. Поверхности выравнивания суши: возраст, происхождение и развитие: Автореф. дис. ... д-ра геогр. наук. М., 1978.
Тимофеев Д.А., Фирсенкова В.М. Опыт определения объема и скорости общей денудации в условиях лесостепи Русской равнины. – Геоморфология, 1978, № 3.
Цыганков А.В., Сапрыкин Ф.У. О величине денудационного среза и новейшей тектонике Нижнего Поволжья. – Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968, № 6.
Шоллей А. Структурная и климатическая геоморфология. – В кн.: Вопросы климатической и структурной геоморфологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1959.
Щербакова Е.М. О недооценке роли экзогенных процессов в рельефообразовании. – В кн.: Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во МГУ, 1977.
Щукин И.С. О месте геоморфологии в системе естественных наук и о ее взаимоотношениях с комплексной физической географией. – Вестн. МГУ. Сер. 5, геогр., 1960, № 1.
Щукин И.С. О недооценке климатического фактора в геоморфологии. – Вестн. МГУ. Сер. геогр., 1974. № 3.

О.А. БОРСУК, И.И. СПАССКАЯ

РОЛЬ ЭЛЕМЕНТОВ ЛАНДШАФТНОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ В ЭКЗОГЕННОМ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИИ

Ландшафтная оболочка Земли и ее эволюция оказывают существенное воздействие на экзогенное рельефообразование, определяя во многом разнообразие форм и комплексов форм рельефа, создавая индивидуальные черты на отдельных тектонических структурах зем-

814

ной коры. Можно различать два аспекта в оценке роли различных элементов ландшафтной оболочки Земли в процессах рельефообразования: зональное или азональное влияние отдельных оболочек и степень изменчивости состояний отдельных оболочек во времени. Известно, что наиболее зональна биосфера и продукт ее воздействия на горные породы – почва. Почвенно-растительный покров отражает не только широтную климатическую зональность (а в горах – поясность), но и более сложные закономерности, такие, как нарастание континентальности в центральных частях материков (секторность); он чутко реагирует на мезо- и микроклиматические особенности территории, определяющиеся ориентировкой форм рельефа, глубиной расчленения, крутизной склонов и другими геоморфологическими особенностями. Например, на склонах речных долин равнинных территорий, различающихся по экспозиции (север – юг), различия в суммарном приходе радиации на крутых склонах (20–25°) могут достигать 25–30%, что соответствует зональному смещению в сотни километров.

В гидросфере проявление зональности не столь очевидно, хотя в целом она прослеживается в пределах крупных регионов, находя выражение как в объеме стока, так и в режимах морей, озер и рек. Океаны и моря, так же, как и атмосфера, создают грандиозные потоки, с которыми переносится тепло. Озера, как естественные, так и искусственные, также весьма сильно воздействуют на окружающий ландшафт, способствуя развитию ряда специфических рельефоформирующих процессов, как, например, абразия, воздействие ветра (перевевание рыхлого материала в зонах осушки, развевание незакрепленных растительностью массивов песков и пр.). В речных системах в малых водосборах низких порядков (с площадью водосбора первые километры – первые десятки километров) часто наблюдается четкое соответствие особенностей стока, морфологии и морфометрии водосборов и днищ ландшафтным условиям того или иного региона (Нежиховский, 1971; Борсук, 1975; Гарцман, 1973; 1974; 1976; Борсук, Симонов, 1977; Симонов, Борсук, 1977). С возрастанием порядка реки увеличивается разнообразие природных условий бассейна, возрастает роль интегральных характеристик водосборов. Для рек северного полушария, текущих в северном направлении, кроме кумуляции стока, прослеживается также и перенос тепла. По длине реки изменение сроков ледохода составляет декаду и более. В речных долинах достаточно большой протяженности (сотни и тысячи километров) формируются ледовые заторы, приводящие к резким, катастрофическим подъемам уровней в реках (Северная Двина, Обь, Лена и др.). Подобные заторы способствуют массовой разгрузке переносимого льдом материала, а иногда приводят к локальному увеличению высоты поймы, величина которого зависит от величины подпора.

В крупных, трансконтинентальных речных долинах, кроме того, создаются условия для аккумуляции переносимого ими относительно мелкого песчано-алевритового материала в устьевых областях, в прогибах и впадинах, имеющих тектоническую природу. Резкие смены

климатических условий в плейстоцене, оледенения на обширных территориях привели к тому, что в речных долинах накопились огромные объемы песчаного аллювия. В эпохи похолодания при иссушении климата нелитифицированные пески на огромных пространствах подвергались раздуванию и перевеванию. Формировались перигляциальные пустыни, обширные поля раздувания, отмеченные ветрогранниками, подвижные пески типа тукуланов Центральной Якутии. Но не только в этом проявлялось интразональное своеобразие долин. Они в зависимости от географических условий, находящих отражение в гидрологическом режиме и руслоформирующих расходах (Чалов, 1972), имеют различия в морфологии и морфометрии днищ (количество, высота и распространение пойменных уровней). Субстрат днищ крупных речных долин также отличен от окружающих водораздельных пространств; чем больше река, а соответственно дальность транзита в ней, тем однороднее по своему минералогическому составу аллювий. На крупных реках в нем резко преобладает кварц как компонент, наиболее устойчивый к истиранию при переносе.

Похолодания плейстоцена привели к асимметрии гидросферы; в пространственном отношении они усилили дисимметрию между экваториальными и полярными областями (Герасимов, Марков, 1939), а во временном – создали асимметрию стока, которая свелась к постепенному изыманию влаги из оборота океан – материк и к относительно быстрому ее возвращению. Дисимметрия пространственная "сжала" зоны, усилила контрасты между ними, а контрастные условия, как всякие экстремальные положения в системе материк – океан – атмосфера, привели к усилению различий хода гидрометеорологических элементов во внутригодовом и многолетнем разрезе. Все это активизировало геоморфологические процессы, изменило их качественно (особенно для районов с многолетнемерзлыми породами).

Следует остановиться еще на одном следствии изменения зональности в четвертичном периоде. Оледенения меняли не только набор геоморфологических процессов, формирующих рельеф, но и сам субстрат, на котором протекали эти процессы. Хотя известно высказывание А.А.Борзова (1925), что ледник только "припудрил" своими осадками основные черты рельефа, но именно в слое этой "пудры", имеющей принципиально отличные от подстилающих пород свойства (гранулометрический и минералогический состав, тиксотропные свойства и пр.), создавались условия для особых типов процессов.

Концентрация воды в процессе рельефообразования оказывает существенное влияние на скорость процесса. Степень этой концентрации частично отражает влияние зонального фактора, что видно на примере криосферы. Формирование и развитие криосферы ведет к аккумуляции огромных масс воды в ледниках и в зоне многолетнемерзлых пород. Льдистость промерзших осадков может достигать в отдельных случаях 50–60% (дельта Яны).

Иногда возникновение или исчезновение многолетнемерзлых пород по своему эффекту вполне сравнимо с современными тектоническими движениями (величина оседания при протаивании сильно льдистого

грунта). Для областей, где вода в грунте или на поверхности большую часть года находится в твердой фазе, выявляются тенденции к деконцентрации различных потоков вещества, что может быть связано с реологическими свойствами льда (в ледниковых щитах или покровах) или тиксотропными свойствами грунтов на склонах. В последнем случае, практически начиная с углов наклона около 2° и до $17-20^{\circ}$ на склонах, сложенных тонкодисперсным материалом, идет перемещение грунтовых масс в виде растекающихся потоков. В руслах рек, пересекающих зоны многолетнемерзлых пород, наблюдается двойное воздействие мерзлотных процессов на рельефообразование – в виде наледей, часто заставляющих потоки в малых и средних долинах дробиться на рукава, и фуркации русел; врезания при большой мощности мерзлоты и малых глубинах потока (менее 5–6 м) практически не происходит, так как в зимнюю межень возможно промерзание русла. Взаимодействие же холодной (+3, $+4^{\circ}$) воды с ложем не приводит к сколько-нибудь существенному протаиванию. В скважине, заложенной на пойме в 400 м от русла р. Лены у пос. Картылабыт (нижнее течение), мощность многолетнемерзлых пород составляет около 500 м. Кровля мерзлых пород даже в летнее время залегает на глубине нескольких метров от поверхности. Отсюда и стремление потока к расширению днища долины за счет берегов, которые в этих условиях отступают с поразительной быстротой. Уступы поймы и террас, грунт в которых скован мерзлотой, но интенсивно протаивает летом, разрушаются с более высокими скоростями, чем в районах, где многолетняя мерзлота отсутствует. Поток подмывает и термоабрадирует берега, постоянно удаляя материал и экспонируя промерзшие породы. Скорости размыва береговых уступов на реках Лена и Вилюй для террас высотой 20–40 м, сложенных песками, на отдельных участках достигают нескольких метров в год (до 15–20 м в экстремальные годы). В отдельные годы оказывается подмытой и уничтоженной половина знаков топографической сети вблизи русел рек. Криолитозона меняет ход геоморфологических процессов. Длительное накопление изменений в холодное время года подготавливает быстрое протекание процессов в теплый период. Влияние мерзлоты проявляется и в пучении грунта на склонах, нарушающем равновесие склонов, и в криогенной денудации ложа долин с малыми и средними водотоками и маломощным (первые метры) аллювием – коренные породы ложа взламываются льдом, замерзающим в трещинах.

Деконцентрация грунтовых и водных потоков приводит к тому, что верхние звенья гидрографической сети "заплывают", превращаясь в мари. В условиях среднегорного рельефа Забайкалья, например, самые верхние звенья гидрографической сети исчезают под грунтовыми потоками; местами мощность солифлюкционно-маревых отложений в вершинах долинной сети превышает 15 м (Симонов, 1972). На равнинах Восточной Сибири, на междуречье Вилюя и Лены прослеживаются своеобразные "затерянные миры" – долины, заплывшие солифлюкционным материалом и заболоченные. Малые уклоны, кро-

шечные водотоки, закладывающиеся по мерзлотным трещинам, – все это приводит к тому, что снос с подобных водосборов чрезвычайно мал, даже если относительные превышения их над днищами крупных долин довольно велики. Огромные площади водораздельных пространств оказываются, таким образом, как бы исключенными из денудационной системы бассейнов. Общее иссушение климата перигляциальных областей, устанавливаемое, например, для позднеплейстоценовых ландшафтов европейской территории СССР, также способствовало деконцентрации стока.

Обратный процесс, концентрация стока, может быть следствием либо увеличения осадков, либо возрастания неравномерности их выпадения; в этих случаях происходит врезание водотоков (Маккавеев, 1955; Маккавеев и др., 1961) и увеличение потока вещества в морфосистемах. Увеличение расчлененности рельефа приводит к возрастанию площади экспонированных процессам выветривания поверхностей. В.П.Философов (1967) приводит данные, из которых следует, что процент приращения физической поверхности может достигать 15–20%. Увеличение денудируемых площадей приводит к возрастанию объемов продуктов выветривания и усилению склоновых процессов. Нарушения равновесия между сносом и удалением материала вызывает аккумуляцию либо врезание. При господстве склоновых процессов в бассейне начинается трансгрессивная аккумуляция, идущая из верхних звеньев гидросети. При этом возможен случай, когда тенденции в развитии стволовой реки и вершинных звеньев противоположны, т.е. русло главной реки углубляется. Эти различия в развитии верхних, относительно автономных звеньев и потоков, принадлежащих к реке, связанной с концевым бассейном стока, нашли отражение в законе факторной относительности, сформулированном Н.И.Маккавеевым (Маккавеев, 1971).

Кроме того, следует учитывать соразмерность формы рельефа или масштаба процесса с пространственно-климатическими характеристиками. Для склона, по-видимому, весьма важны микроклиматические особенности, которые могут вносить существенные поправки в зональные и региональные закономерности. Любой склон, будь то склон Валдайской возвышенности или Кавказского хребта, находится под влиянием экспозиции относительно стран света; это влияние сказывается в изменении характеристик стока и масштабов денудации. Микроклиматические особенности проявляются в процессах развития малых форм (овраги, элементарные склоны и др.), мезоклиматические – в комплексе форм (средний водосборный бассейн площадью первые десятки км^2, часть склона возвышенности или хребта), макроклиматические – в макроформах рельефа, пространственно занимающих площадь десятки – сотни км^2. На это указывает К.Грегори (Gregory, Gardiner, 1975), отмечая различия воздействия природных факторов (климатических и геологических) на водосборы и реки – разного масштаба.

Сложное переплетение разномасштабных и разноинерционных воздействий требует строгого разделения факторов в пространственно-временном отношении. Литология для небольших отрезков времени

может быть принята постоянной, но врезание рек и развитие их водосборов может выводить в зону денудации различные по своим свойствам породы. В некоторых случаях при подвижном субстрате (например, для оползнеопасных районов) следует учитывать его изменения и прогнозировать их как наиболее важные для развития всего комплекса форм рельефа. В общем же случае можно наметить следующий ряд по степени постоянства характеристик, имеющих существенное значение для протекания геоморфологических процессов: литолого-тектонические, куда входят показатели субстрата и высотное положение, экспозиция; профили склонов и профиль русла – наиболее пластичная, быстро приспосабливающаяся характеристика.

ЛИТЕРАТУРА

Борзов А.А. Общий характер поверхности Московской губернии. – В кн.: Московский край. М., 1925.

Борсук О.А. Системный подход к анализу речных сетей. – В кн.: Количественные методы изучения природы. М.: Мысль, 1975.

Борсук О.А., Симонов Ю.Г. Морфосистемы, их устройство и функционирование. – Вопросы географии, 1977, вып. 104.

Гарцман И.Н. Топология речных систем и гидрографические индикационные исследования. – Водные ресурсы, 1973, № 3.

Гарцман И.Н. Топология речных систем и гидрографические индикационные исследования. – Водные ресурсы, 1973, № 3.

Гарцман И.Н. О географической зональности и природных процессах. – Докл. Ин-та географии Сибири и Дальнего Востока, Иркутск, 1974, вып. 44.

Гарцман И.Н. Некоторые проблемы системного подхода в гидрометеорологии. – В кн.: Проблемы анализа гидрометеорологических систем. Л.: Гидрометеоиздат, 1976.

Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР. – Тр. Ин-та географии АН СССР, 1939, вып. 33.

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

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

Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961.

Нежиховский Р.А. Русловая сеть бассейна и процесс формирования стока. М., 1971.

Симонов Ю.Г. Региональный геоморфологический анализ. М.: Изд-во МГУ, 1972.

Симонов Ю.Г., Борсук О.А. Системный подход в геоморфологии и эрозионно-денудационные морфосистемы. – В кн.: Рельеф и ландшафты. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Философов В.П. Методика вычислений и геолого-геоморфологическая интерпретация коэффициента расчлененности рельефа. – В кн.: Вопросы морфометрии. Саратов, 1967, вып. 2.

Чалов Р.С. Географические аспекты изучения руслового режима рек. – Изв. ВГО, 1972, т. 104, № 6.

Gregory K.J., Gardiner V. Drainage density and climate. – Z. geomorphol., 1975, v. 19, N 3.

Н. В. БАШЕНИНА, О. К. ЛЕОНТЬЕВ, Н. Н. ТАЛЬСКАЯ,
М. Г. МИХАЙЛОВСКАЯ, Л. А. СКОРНЯКОВА

ТИПЫ ДЕНУДАЦИИ И АККУМУЛЯЦИИ НА ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ МИРА

Геоморфологическая карта мира в масштабе 1:15 000 000, составленная на кафедре геоморфологии и в Лаборатории геоморфологического картографирования географического факультета МГУ, входит в серию подготавливаемых к изданию учебных карт для высшей школы. Подобная карта в таком масштабе выходит впервые и имеет сложную многокомпонентную нагрузку, отражающую облик современного рельефа материков и дна Мирового океана.

При построении легенды и составлении карты авторы исходили из общепринятого представления, согласно которому рельеф земной поверхности формируется при взаимодействии эндогенных и экзогенных процессов. Эта особенность морфогенеза отражена в двух разделах легенды к карте, из которых один включает результаты действия преимущественно эндогенных факторов (раздел "Морфоструктуры Земли"), а другой – экзогенных (раздел "Типы денудации и аккумуляции"). Принципы, положенные в основу содержания первого раздела легенды, и способы изображения морфоструктур были рассмотрены нами ранее (Башенина, Леонтьев, Тальская, 1977). В данной статье освещается содержание второго раздела легенды и соответственно отражение на карте результатов экзогенного рельефообразования, т.е. типов денудации и аккумуляции. Последние на материках и на дне океанов неодинаковы, поскольку формирующие их субаэральные и субаквальные факторы существенно различны. Они показаны на карте штриховым фоном разного цвета и рисунка.

При создании карты использовались различные гипсометрические и батиметрические карты, как правило, новейших изданий, различные специальные карты (геоморфологические, геологические, криолитологические, климатические и др.), литературные материалы и космические снимки. Дешифрирование космических фотоизображений представляет собой оптимальный метод для выявления ареалов деятельности тех или иных экзогенных процессов, форм и комплексов форм, ими создаваемых. Кроме того, для картографирования современных экзогенных процессов на дне океана использовались материалы глубоководного фотографирования, непрерывного сейсмоакустического профилирования, карты осадков.

На карте показаны только ведущие типы денудации и аккумуляции, так как для того или иного региона отразить все типы – результат деятельности разнообразных рельефообразующих экзогенных процессов – не представляется возможным. Главные генетические типы денудации и аккумуляции приведены в таблицах (см. ниже).

Содержание составленной карты мира масштаба 1:15 000 000 и ранее опубликованной геоморфологической карты мира масштаба 1:40 000 000 (Башенина, Леонтьев, Зарудкая, 1967: см. Башенина,

1967) объективно свидетельствует о том, что направленность экзогенных процессов (снос, транзит, накопление) зависит от современного тектонического режима морфоструктур, а генетический тип процесса на суше и соответственно типы денудации и аккумуляции – главным образом от климата. Климатом определяется зональное распределение экзогенных процессов (ледниковых, криогенных, эоловых и др.), а также выветривание (физическое или химическое) горных пород и формирование кор выветривания.

К процессам, формирующим экзогенный рельеф в самых различных климатических условиях, относится флювиальный. Действуя повсеместно, он имеет яркую специфику в каждой из климатических зон и создает типичные для каждой из них флювиальные типы денудации и аккумуляции. Поэтому в легенде они подразделены по климатическим условиям (в условиях многолетней мерзлоты, семиаридных и др. – табл. 1). Нужно отметить, что в это понятие включены и генетические типы склонов. Конечно, склоны как таковые не могли найти отражение на геоморфологической карте такого масштаба, но мы хотим подчеркнуть широкое понимание термина "флювиальная денудация". При наличии слоя многолетней мерзлоты флювиальный процесс идет по пути предельного расширения днищ долин, в то время как на склонах господствуют криогенные процессы, создающие типичный для них склоновый микрорельеф. В гумидных условиях умеренных широт при прочих равных условиях ширина долин тех же порядков значительно меньше, а в формировании склонов важную роль играет плоскостной смыв. Для аридных областей характерна сеть временных водотоков, а плоскостной смыв имеет большое значение только в периоды редких дождей. В гумидных тропических областях долины рек характеризуются значительной шириной и слабым врезом; в глинистой, пропитанной водой мощной коре выветривания развивается тропическая солифлюкция.

Проявление других факторов экзогенного рельефообразования, таких, как деятельность морей и озер, карстообразования, в значительной степени азонально, однако различия в климатических условиях влияют на их ход и интенсивность. Примером могут служить не только различия в типе карста в разных зонах, но и различия форм тропического карста.

На карте не нашло прямого отражения антропогенное воздействие на ход естественных процессов; однако интенсивность и характер экзогенного рельефообразования во многом от него зависят – в частности, зона саванн со свойственными ей процессами на большей территории обязана своим существованием сведению лесов; интенсивное сельскохозяйственное использование земель зоны степей в Европе и Северной Америке привело к интенсификации флювиальных процессов, оврагообразования.

Для того чтобы отразить наиболее полно историю развития экзогенного рельефообразования, типы денудации и аккумуляции разделены на современные и реликтовые. Реликтовые типы денудации и аккумуляции показаны в тех случаях, когда они находят яркое

814

Таблица 1

Типы денудации и аккумуляции материков

Генетические типы денудации и аккумуляции	Направленность действия			
	современная	реликтовая	современная	реликтовая
Ледниковая и водно-ледниковая	×	×	×	×
Ледово-ледниково-морская	–	–	–	×
Озерно-ледниковая	–	–	–	×
Криогенная	–	×	–	–
Флювиальная (и склоновая) в условиях:				
многолетней мерзлоты (перигляциальных)	×	–	×	–
гумидных умеренных	×	–	×	–
гумидных тропических и субтропических	×	–	×	–
семигумидных тропических и субтропических	×	–	×	–
семиаридных	×	–	×	–
аридных	×	–	×	–
Аллювиально-пролювиальная	–	–	×	×
Озерно-аллювиальная	–	–	×	×
Аллювиально-морская	–	–	×	×
Озерная	–	–	×	×
Морская	–	–	×	×
Эоловая	–	–	–	×
навеянная	–	–	×	–
перевеянная	–	–	×	–

отражение в морфологическом облике земной поверхности и не подверглись существенной переработке современным экзогенным рельефообразованием (например, области ледниковой и водно-ледниковой аккумуляции и денудации севернее границы последнего оледенения в Европе и Северной Америке). Если современные процессы заметно переработали рельеф, созданный реликтовыми процессами, на карте показаны и те и другие. Приведем в качестве примера аккумулятивные равнины внутренних впадин аридных областей. Днища впадин выполнены мощной толщей рыхлых отложений различного ге-

генезиса и возраста, в настоящее время перевеваемых, что и определяет современный облик аккумулятивного рельефа таких равнин, обусловленный преимущественно эоловыми процессами. В этом случае как современный (эоловый), так и реликтовый (аллювиально-пролювиальный, озерный, озерно-аллювиальный) типы аккумуляции показаны сочетанием штриховок разного цвета и рисунка.

Кроме того, отдельные формы и комплексы форм рельефа экзогенного происхождения, не выражающиеся в масштабе карты, показываются внемасштабными знаками. Эти знаки даются крупнее, чем рисунок штрихового фона. Цвет знаков зависит от генезиса форм рельефа и совпадает с цветом штрихового фона, выбранного для соответствующего генетического типа денудации и аккумуляции. Например, друмлины, озы, комплекс гольцовых форм даны знаками фиолетового цвета – того же, что и штриховой фон ледниковых и ледниково-морских, флювиальных в условиях вечной мерзлоты, криогенных типов денудации и аккумуляции и т.д.

При составлении карты и анализе пространственного распределения типов денудации и аккумуляции на материках выявилась определенная морфоклиматическая зональность. Каждая из этих зон характеризуется своим комплексом главных генетических типов денудации и аккумуляции, формирующихся экзогенными процессами, которые моделируют морфоструктуры. На карте мира масштаба 1 : 15 000 000 объективно выявляются следующие морфоклиматические зоны: 1) ледниково-нивальная, 2) перигляциальная, 3) гумидная умеренная, 4) семигумидные тропическая и субтропическая, 5) гумидные тропическая и субтропическая, 6) семиаридная, 7) аридная. В горных районах на карте отражена и вертикальная морфоклиматическая зональность, характер которой определяется высотой гор и их положением в определенной морфоклиматической зоне. Несмотря на то что названия морфоклиматических зон на первый взгляд аналогичны названиям зон климатических, по существу морфоклиматические зоны не совпадают полностью ни с крупными морфоструктурами, ни с климатическими зонами.

Типы берегов показаны линейными знаками разного цвета. Это важно потому, что в пределах побережий Мирового океана морфоклиматическая зональность находит выражение в приуроченности определенных типов берегов к тем или иным морфоклиматическим зонам.

Специфика типов денудации и аккумуляции на дне Мирового океана также определяется особенностями присущих этой части земной поверхности экзогенных процессов, которые существенно отличаются от тех, что действуют на материках. Эти процессы можно разделить на гидрогенные, гравитационные (Лонгинов, 1970) и биогенные. К первым относятся различные виды движения океанских вод (волновые процессы, деятельность течений, в том числе глубоководных донных течений и т.п.), ко вторым – подводное оползание и деятельность мутьевых потоков, а также родственные им процес-

Таблица 2

Типы денудации и аккумуляции на дне Мирового океана

Батимерические зоны	Генетические типы денудации и аккумуляции	Денудация и аккумуляция	Аккумуляция
Береговая	Волновая абразия и аккумуляция	×	–
	Волновая абразия и аккумуляция с существенным участием деятельности приливных течений	×	–
	Карбонатная кораллово-водорослевая аккумуляция	–	×
	Карбонатная биогенная аккумуляция вне коралловых биоценозов	–	×
	Хемогенная лагунная аккумуляция	–	×
Неритовая и батиальная	Неритовая терригенная седиментация	–	×
	Терригенно-биогенная седиментация: карбонатная,	–	×
	кремнистая	–	×
	Терригенная седиментация преимущественно айсбергового материала	–	×
	Гравитационная денудация и аккумуляция (деятельность мутьевых потоков и подводно-оползневая)	×	×
	Деятельность глубоководных донных течений	×	–
Батиальная и абиссальная	Глубоководная терригенная седиментация	–	×
	Глубоководная биогенная седиментация: карбонатная	–	×
	кремнистая	–	×
	Седиментация красных глин	–	×
	Комплексная денудация и аккумуляция в пределах интенсивно расчлененного горного рельефа	×	–

Таблица 2 (окончание)

Батимерические зоны	Генетические типы денудации и аккумуляции	Денудация и аккумуляция	Аккумуляция
Гипабиссальная	Комплексная денудация и аккумуляция	×	–
	Участие планктонной седиментации: карбонатной	–	×
	кремнистой (в других типах аккумулятивных процессов)	–	×
	Азональные типы аккумуляции (по отношению к батиметрическим зонам)		
	Аккумуляция материала ледового разноса	–	×
	Аккумуляция пирокластического материала	–	×

сы (например, подводный крип, обвалы и т.п.), к третьим – разнообразная деятельность организмов, в том числе ее наиболее яркое проявление – биогенное рифообразование. Кроме того, для формирования донного рельефа имеет важное значение тот или иной тип нормальной донной седиментации, поскольку седиментация (осадкообразование) развита в океане практически повсеместно. "Нормальной" мы называем ту седиментацию, которая характеризуется выпадением осадочных частиц из толщи воды, из взвеси, по закону Стокса. В отличие от других видов седиментации, связанных с латеральным приносом осадочного аллохтонного материала, этот тип осаждения частиц можно считать также автохтонной седиментацией. Напротив, формирование конусов выноса мутьевых потоков, образование гигантских донных аккумулятивных форм, создаваемых деятельностью абиссальных плотностных течений (Леонтьев, 1975) представляют собой примеры аллохтонной седиментации. Однако рифообразование следует рассматривать как автохтонный тип биогенной аккумуляции. Типы нормальной седиментации различаются по генезису. На нашей карте мы выделяем терригенный, терригенно-биогенный и биогенный типы с подразделением двух последних на карбонатный и кремнистый, а также как особый тип аккумуляции – седиментацию красных глин.

В океане одним из важнейших условий рельефообразования является глубина, в связи с чем целесообразно рассмотрение типов

денудации и аккумуляции вести по батиметрическим зонам – т.е. градациям глубин. По аналогии с биогеографическим делением можно выделить пять батиметрических зон: береговую, неритовую, батиальную, абиссальную и гипабиссальную. При этом некоторые типы денудации и аккумуляции нередко бывают свойственны только одной какой-либо батиметрической зоне или двум, а в других не имеют распространения (например, аккумуляция красных глин возможна только в абиссальной зоне). Другие представлены в разных зонах, но их проявление в каждой из зон специфично (например, терригенная седиментация возможна во всех батиметрических зонах) и в каждой из них характеризуется своими особенностями.

При очень широком распространении процессов аккумуляции на дне океана выделение участков, где происходит только денудация, в условиях масштаба карты невозможно. К тому же и количество конкретных данных недостаточно. Поэтому нам пришлось в легенде (табл. 2) выделить две градации: 1) денудация и аккумуляция и 2) только аккумуляция.

Данные по экзогенным процессам в горных областях дна Мирового океана позволяют считать, что здесь, при существенном расчленении поверхности дна и значительных уклонах, формы аккумуляции и денудации очень разнообразны и тесно соседствуют между собой. Поэтому на карте для показа типов денудации и аккумуляции в пределах областей с горным рельефом предусмотрено обозначение "комплексная денудация и аккумуляция в пределах интенсивно расчлененного рельефа".

При анализе морской части геоморфологической карты мира видно, что наряду с вертикальной зональностью экзогенных процессов, отмечается и широтная зональность, которую можно по аналогии с наблюдаемой на суше назвать морфоклиматической. Наиболее отчетливо она выражена в распространении типов седиментации. Заметим, что широтная зональность распространения абиссальных и некоторых глубоководных осадков отмечалась давно (Леонтьев, 1955; Удинцев, 1959). Она связана с зональностью таких процессов, как выветривание на суше, определяющее характер поступающего терригенного осадочного материала, а также с зональностью распространения осадкообразующих организмов (кораллов, фораминифер, диатомовых и др.) и с зональностью распространения ледового и айсбергового материала. Не подчиняется зональности аккумуляция пирокластического материала. Изображение типов денудации и аккумуляции на дне Мирового океана так же, как и на материках, дополняется показом отдельных форм рельефа.

Надо полагать, что обобщенная картина экзогенного рельефообразования на Земле, представленная на карте, позволит выявить глобальные закономерности денудации и аккумуляции, характеризующиеся в своем образовании сложными связями с климатом и тектоникой.

ЛИТЕРАТУРА

Башенина Н.В. Формирование современного рельефа земной поверхности. М.: Высшая школа, 1967.

Башенина Н.В., Леонтьев О.К., Тальская Н.Н. О геоморфологической карте мира для высшей школы. – В кн.: Карты для высшей школы. Состояние, задачи, перспективы. М.: Изд-во МГУ, 1977.

Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.

Леонтьев О.К. Геоморфология морских берегов и дна. М.: Изд-во МГУ, 1955.

Леонтьев О.К. О гигантских аккумулятивных формах абиссальных областей Мирового океана. – Океанология, 1975, т. XV, вып. 6.

Лонгинов В.В. Очерки морфодинамики океана. М.: Наука, 1973. Тихий океан. Т. 1. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970.

Удинцев Г.Б. Исследования рельефа дна морей и океанов. – В кн.: Итоги науки, достижения океанологии. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т.I.

И.Э.ВЕДЕНСКАЯ

МОРФОКЛИМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ НА ТЕРРИТОРИИ СССР И ВОПРОСЫ ЕЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Процессы современного экзогенного рельефообразования в различных природных (физико-географических) зонах имеют существенные различия не только по степени интенсивности, но и по характеру своих генетических сочетаний, образуя разнообразные сложные комплексы.

Поскольку ведущим фактором природной зональности является климатический, указанные различия в первую очередь отражают зависимость характера и интенсивности современных экзогенных рельефообразующих процессов от климатической зональности, достаточно четко выраженной на огромной территории Советского Союза. Вместе с современной климатической обстановкой их проявления, определяемой в первую очередь различными сочетаниями тепла и влаги, не менее существенную роль играют исторически сложившийся рельеф земной поверхности, состав и физическое состояние пород.

Зона взаимодействия климатического и литолого-геоморфологического факторов современного рельефообразования сосредоточивается в основном в так называемом деятельном слое в пределах природных зон с сезонным промерзанием и оттаиванием грунтов или в слое "свободной аэрации" в других зонах, хотя и не ограничивается ими; для некоторых процессов, например карстовых, взаимодействие распространяется и на более глубокие горизонты циркуляции подземных вод.

814

На участках преобладания эрозионно-денудационных процессов этот горизонт взаимодействия углубляется по мере расчленения рельефа, а на участках преобладания аккумулятивного выравнивания – сдвигается вверх по мере накопления мощностей аккумулятивного чехла. Еще глубже залегает горизонт пород, физическое состояние которых (льдистость, засоленность и т.п.) интегрально отражает особенности климата за более значительный отрезок времени, в том числе сохраняя его реликтовые черты.

Вместе с тем современные рельефообразующие процессы благодаря гравитационному потенциалу ранее созданного рельефа, выраженному в амплитудах его расчлененной поверхности, протекают крайне неравномерно, и часто вторгаются в пределы этого более глубокого горизонта. Например, в криогенной области в районах, где расчленение рельефа происходит очень интенсивно, эрозией вскрываются глубинные многолетнемерзлые породы, состояние которых существенно отличается от состояния деятельного слоя, в результате чего процессы термоэрозии существенно видоизменяют "нормальную эрозию".

Включение в сферу рельефообразования глубоких горизонтов невыщелоченных и недезинтегрированных пород аридных областей приводит к тому же эффекту многократного ускорения их преобразования.

Таким образом, даже современные экзогенные рельефообразующие процессы зависят не только от современных климатических факторов, но и от ранее сложившегося состояния рельефообразующих пород. Поэтому соответствие особенностей этих процессов современной природной зональности только частичное и относительное. В историческом аспекте, в котором мы должны рассматривать формирование морфоскульптуры, имеющей возраст от нескольких тысяч до нескольких десятков, реже – сотен тысяч лет, климатически обусловленное состояние пород субстрата при рельефообразовании по ряду причин играет еще более ощутимую роль.

Одной из таких причин является гораздо большая мощность слоя рельефообразующей породы, участвующего в формировании морфоскульптурных комплексов, чем тот "деятельный слой", который, как уже отмечалось, в основном участвует в современных рельефообразующих процессах.

Другой причиной является более значительное преобразование пород субстрата под влиянием длительных климатических воздействий, иногда существенно более интенсивных, чем влияние современного климата. Так возникли формы разнообразной криогенной морфоскульптуры, формы аридной денудации в сильно засоленных породах аридной зоны.

Еще более отчетливы различия между влиянием древних климатических условий на формирование морфоскульптуры и влиянием современного климата на ход современных геоморфологических процессов в областях, где современный климат существенно изменился по сравнению с климатом плейстоцена. Это относится не только к областям древних материковых оледенений, но и к обширным перигляциальным

814

территориям, в разной степени отражающим деятельность древних криогенных, эрозионных, денудационных и эоловых процессов в сохранившихся реликтовых формах или их отчетливых следах. В связи с этим зональность как унаследованно развивавшейся, так и реликтовой морфоскульптуры не может рассматриваться в рамках современных природных зон (широтной зональности равнин и вертикальных поясов в горных областях), которые не в полной мере отражают даже дифференциацию современных экзогенных процессов.

На территории СССР по ведущему комплексу процессов, формировавших морфоскульптуру, отчетливо выделяются три морфоклиматические зоны – криогенная, гумидная, аридная (включая семиаридную). Эти зоны являются самым общим выражением зональности рельефа и связаны между собой постепенными переходами. Поэтому непосредственное выделение границ климатических зон возможно лишь на обзорных геоморфологических картах мелких масштабов, а для крупномасштабных карт принадлежность скульптурных форм к той или иной зоне можно зафиксировать лишь рубрикациями легенды.

В пределах каждой морфоклиматической зоны наблюдаются внутризональные изменения второго порядка, связанные не только с постепенностью переходов от одной зоны к другой, но и с провинциальными различиями морфоскульптуры, определяемые исторически сложившейся морфоструктурной дифференциацией. Провинциальные различия морфоскульптуры в пределах одной зоны сочетаются с ее типологическим сходством на генетически близких морфоструктурах в разных зонах, что и создает огромное типологическое разнообразие скульптурных комплексов на территории СССР. Это обстоятельство, однако, не должно служить поводом для отрицания морфоклиматической зональности вообще.

Внутризональные изменения наиболее отчетливо проявляются в криогенной и аридной зонах; в гумидной зоне они затушеваны более ярко выраженными провинциальными различиями флювиальных форм широко распространенных и преобладающих в скульптурном комплексе зоны. Традиционно флювиальные формы принято считать наиболее типичными азональными элементами морфоскульптуры. Однако только формы высших порядков (крупные речные долины) как длительно формирующиеся образования, пережившие ряд крупных изменений морфоклиматической обстановки, относительно свободны от зонального морфоклиматического влияния. Верхние звенья гидросети и вторичного эрозионного расчленения несут характерные зональные черты, особенно яркие в центральных частях ландшафтных широтных зон. Так, например, преобладающее в лесной зоне долинное расчленение сменяется в степной зоне долинно-балочным, причем древние степные балки обладают ярко индивидуальными чертами, отличающими их от балок других зон и т.п.

Следует отметить, что наиболее яркое влияние морфоклиматической зональности на флювиальный процесс (в широком смысле, понимая под этим рельефообразующую деятельность водотоков и водоемов) сказывается в проявлении особых специфических свойств его

течения, тесно связанных с состоянием субстрата данной зоны и создающих формы, органически входящие в ее скульптурный комплекс.

Более мелкие и молодые формы скульптуры, даже такие бесспорно азональные ее элементы как карстовые, оползневые и ряд других гетерогенных форм, тесно связанные с литологией и водонасыщенностью пород, в своих морфологических деталях в значительной степени отражают зональные особенности.

Практически все формы скульптурного рельефа имеют зональные признаки – явные или затушеванные, четкость проявления которых непосредственно связана с размерностью форм и длительностью их формирования.

Таким образом, подразделение скульптурных форм разного генезиса и возраста на зональную и азональную морфоскульптуру – в значительной мере условно.

Реально существующие комплексы форм, создающие определенные типы рельефа, в любой зоне складываются из гетерогенных и гетерохронных форм унаследованного развития или сохранившихся в качестве реликтов. Чем разнообразнее набор таких форм, тем сложнее и длительнее история их развития.

Подразделение форм по признакам зональности, унаследованности, генезису и возрасту позволяет выявить все основные исторические этапы формирования и переформирования морфоскульптуры изучаемого района.

При конкретном подразделении скульптурных комплексов необходимо выделять в качестве индикаторов наиболее информативные формы, даже если они сохранились в составе данного комплекса в виде единичных реликтов. Не менее важно определение количественно преобладающего генетически однородного набора форм, отражающего общее морфологическое своеобразие данного комплекса. Дальнейшая задача морфоскульптурного анализа должна состоять в уточнении соотношений процессов, создавших эти формы, и преобладающих современных экзогенных рельефообразующих процессов, что позволяет определить степень унаследованности в развитии морфоскульптуры данного региона.

Не менее существенным является вопрос о региональных различиях в активности экзогенного рельефообразования. Различная интенсивность современных экзогенных рельефообразующих процессов зависит как от зональных, так и провинциальных особенностей изучаемого района. Ее природа противоречива. С одной стороны, течение наиболее универсальных флювиальных процессов в криогенной и аридной зонах подавляется в первой недостатком тепла, а во второй – влаги. С другой стороны, в короткие периоды активного действия их интенсивность и морфологический эффект часто существенно больше, чем в гумидных условиях с оптимальным сочетанием тепла и влаги и сложившимся природным равновесием в течении процессов.

Неустойчивость экзогенного рельефа этих зон даже при унаследованном развитии процессов определяется отмеченными выше особенностями состояния пород (льдистостью или насыщенностью солями

814

и трещиноватостью субстрата), а также более слабой защитной ролью почвенно-растительного покрова.

Отсюда вытекает известное положение о значительной "ранимости" этих зон под воздействием антропогенного фактора.

В рамках настоящей статьи мы не касаемся самой характерной особенности развития морфоскульптуры – ее тесной зависимости от морфоструктуры и того огромного, но опосредствованного влияния – через рост амплитуд рельефа, которое оказывает эндогенный фактор на темпы формирования скульптурного рельефа.

Отметим только еще один очень важный фактор усиления интенсивности экзогенного рельефообразования: степень соответствия сложившейся морфоскульптуры данного региона характеру преобладающих современных рельефообразующих процессов. Поэтому предложенное нами (Веденская, 1969; 1975) деление территории СССР в самом общем виде на две исторические зоны – значительных изменений и относительной стабильности морфоклиматической обстановки – имеет не только морфогенетическое, но и морфодинамическое значение. В зоне значительной изменчивости климатической обстановки, например, в областях позднеплейстоценовых материковых оледенений переформирование реликтового ледникового рельефа протекает значительно интенсивнее, даже в современных гумидных условиях, чем унаследованное развитие уже освоенных эрозией областей той же гумидной зоны. Это происходит вследствие несоответствия сложившегося рельефа характеру современных экзогенных рельефообразующих процессов, создающих весьма большие потенциальные возможности для их развития. При этом, процесс переработки реликтового рельефа протекает крайне неравномерно на разных его стадиях.

Приведенные выше причины различий в интенсивности формирования морфоскульптуры, сложно переплетаясь между собой и испытывая дополнительное влияние антропогенного фактора, создают всю гамму разнообразия в интенсивности течения современных экзогенных процессов даже в относительно стабильных современных климатических условиях без учета их исторических изменений. Поэтому при оценке полученных при натурных наблюдениях величин интенсивности современных экзогенных процессов нельзя объяснять их какой-либо одной причиной и чрезвычайно трудно экстраполировать их в геологическое прошлое. Иными словами, нельзя опираясь только на ход течения современных экзогенных процессов судить об истории формирования скульптурных комплексов экзогенного рельефа, эти понятия не тождественны, как зачастую считают в последнее время.

Изложенные представления показывают, что понятия о морфоклиматической зональности, изменчивости и стабильности морфоклиматической обстановки, унаследованности или реликтовости форм, различиях процессов формирования морфоскульптуры и современных экзогенных процессов представляют существенное значение для дальнейшей разработки теории экзогенного морфогенеза. Весь конкретный материал, полученный при подобном анализе, в будущем должен быть положен в основу регионального картирования морфоскульптуры.

Обращаясь к практическому картографированию скульптурных элементов рельефа на современном этапе, можно отметить постепенную эволюцию этих карт по мере углубления теории морфоскульптурного анализа и попыток картографического воплощения всех его аспектов.

Впервые морфоскульптура была отражена на геоморфологических картах Физико-географического атласа мира (1964) способом цветных значков, наложенных на красочный фон морфоструктур. В легенде выделено 5 генетических типов скульптурных форм: 1)современных ледниковых и криогенных, 2) древних ледниковых, 3) древних и современных флювиальных, 4) современных аридных и 5) форм различного генезиса и возраста. Дальнейшая их детализация основана на различных критериях: возрасте оледенения, степени последующей эрозионной переработки и площадному распространению – для древне-ледниковых форм, ландшафтно-климатическом делении и характере расчленения – для эрозионных форм. Зональный аспект подчеркивался определенным цветом значковых обозначений и таким образом непосредственно из карт можно было вычитывать зонально-провинциальное распределение скульптурных форм.

Однако легенда (очень обширная, со множеством дублирующих условных знаков из-за неудачно принятого принципа изображения) не содержит четких обобщающих зональных рубрикаций.

К негативным результатам этого первого опыта следует в первую очередь отнести принципиально неверный методический подход при определении морфоклиматической зональности морфоскульптуры, положенный в основу составления типовой легенды карт атласа. На картах был отражен набор флювиальных скульптурных комплексов различного генезиса в рамках ландшафтно-климатических зон, а не зональность самой морфоструктуры.

Дальнейшие разработки позволили несколько иначе подойти к отражению зональности. На карте "Морфоскульптура СССР", выполненной в черно-белом варианте в масштабе 1:10 000 000 в 1972 г., проведено районирование наиболее распространенных генетических типов современной или унаследованно развивавшейся зональной и азональной морфоскульптуры (под последней понимаются реликтовые формы, не соответствующие современному климату). Четыре генетические категории, объединяющие более 50 типов скульптурных комплексов и отдельных форм, выделены по ведущему рельефообразующему процессу, но с учетом физического состояния пород субстрата (Веденская, 1969).

Показав на карте, в рамках хорошо читаемой орографической схемы, основные закономерности регионального и зонального распределения морфоскульптуры по территории СССР, а также степень преобразования древних морфоскульптурных комплексов более молодыми активными процессами иного генезиса, мы попытались отразить тем самым динамику развития морфоскульптуры (Веденская, 1978). Те же основные классификационные принципы сохранены нами и при разработках легенды для Геоморфологической карты СССР масштаба

1 : 2 500 000 [находящейся сейчас в процессе авторского составления] и проекта легенды для нового Мирового атласа природной среды.

Разрешающая способность масштаба 1 : 2 500 000 дает возможность весьма полно показать на карте СССР весь набор разновозрастных генетических разновидностей скульптурных комплексов в динамике их исторического развития.

В легенде выделены две основные крупные категории морфоскульптуры, унаследованно развивающейся на равнинах и в горах: I – в современных морфоклиматических условиях (зональная) и II – азональная, контролируемая активными (а) или пассивными (б) морфоструктурными условиями; особо выделена азональная реликтовая морфоскульптура.

Новым является показ генезиса аккумулятивного чехла (преимущественно древнего), служащий весьма существенным дополнением для более полного отражения исторических условий формирования морфоскульптуры. Помимо собственных скульптурных особенностей, аккумулятивные покровы служат благоприятной средой для развития наложенных форм 2-го порядка в регионах, покрывавшихся материковыми оледенениями, затопляемых ледниковыми водами и морскими трансгрессиями, подвергавшихся воздействию интенсивных перигляциальных или эоловых процессов.

Проект легенды для нового Мирового атласа предусматривает составление самостоятельной карты морфоскульптуры, ибо именно она наиболее наглядно и выразительно отражает бесконечное разнообразие форм рельефа земной поверхности, составляющих неотъемлемую часть природной среды обитания человека. В противном случае, на мелкомасштабных картах (1 : 20 000 000, 1 : 30 000 000 и мельче) не удастся сколько-нибудь удовлетворительно показать особенности морфоскульптурного развития отдельных континентов, не говоря уже о карте мира 1 : 60 000 000 масштаба.

По условиям масштаба на картах будущего атласа непосредственно смогут картироваться только ареалы распространения скульптурных комплексов, объединенные соответствующими классификационными рубриками легенды. Тематика атласа требует отражения крайне актуальной проблемы взаимодействия человека и окружающей среды, поэтому особое внимание в проекте легенды отведено показу антропогенного фактора в современном рельефообразовании, его влиянию на течение экзогенных процессов. Условные обозначения легенды выделяют ареалы распространения негативных явлений, вызванных деятельностью человека (интенсивное ускорение эрозии, развевание и дефляция, разрушение берегов и заболачивание, районы катастрофических явлений, возникновение специфических техногенных форм рельефа, характеризующих новые природно-производственные ландшафты).

Считаем целесообразным резко разграничить формы рельефа, связанные с негативной и позитивной деятельностью человека, изобразив их яркими контрастными цветами, подчеркнув тем самым

опасность нарушения динамического равновесия естественного течения современных геоморфологических процессов.

Таким образом, опираясь на собственный опыт разработки легенд и составления геоморфологических мелкомасштабных карт, мы считаем, что зональный аспект (современный и древний) должен быть основным стержнем всего содержания карт морфоскульптуры и подчеркнут соответствующими рубрикациями легенды. Под морфоклиматической зональностью понимается зональность самих скульптурных форм и их комплексов, исторически возникавших на определенной территории при специфической физико-географической обстановке.

Несмотря на отмеченную выше условность подразделения морфоскульптуры на "зональную" и "азональную", оно успешно служит основным классификационным признаком при обзорном мелкомасштабном картографировании скульптурных элементов рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А.А., Благоволин Н.С., Веденская И.Э. Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 (принципы построения легенды). – Геоморфология, 1975, № 2.

Веденская И.Э. О морфоклиматической зональности на территории СССР. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 3.

Веденская И.Э. Морфоскульптура СССР: Карта масштаба 1:10 000 000. – В кн.: Равнины европейской части СССР. М.: Наука, 1972. Приложение.

Веденская И.Э. Отражение элементов морфоскульптуры на обзорных геоморфологических картах. – В кн.: Морфоскульптура и экзогенные процессы на территории СССР. М., 1975.

Веденская И.Э. Черно-белые иллюстративные геоморфологические карты. – В кн.: Геоморфологическое картирование. М.: Наука, 1978.

Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964.

А.Ф.ГРАЧЕВ, ДАНГ ВАН БАТ

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ(на примере Горного Крыма)

В геоморфологической литературе за последние годы появилось большое число работ, посвященных оценке интенсивности экзогенных процессов. Результаты, полученные разными авторами как для разных, так и для одних и тех же районов, существенно различаются, иногда на один-два порядка. Их сравнение между собой в большинстве случаев невозможно вследствие использования различной методики, неучета фактора устойчивости пород к денудации и несравнимости интервалов усреднения, приводящих к "парадоксу скоростей"[1] (чем выше интервал усреднения, тем меньше скорость про-

[1] Термин принадлежит М.В. Гэовскому.

цесса). В этой связи возникает необходимость подбора такого коэффициента, который дает возможность сравнивать полученные величины для районов с различным геологическим строением, а также определения скоростей экзогенных процессов различными методами на примере какого-либо района.

Обычно для оценки интенсивности экзогенных процессов используется скорость денудации, которая является линейной величиной. Для полной характеристики денудационного среза предлагается введение дополнительного параметра – интенсивности денудации, определяемой количеством вещества, снесенного в единицу времени с единицы площади. Понятно, что в зависимости от разной устойчивости пород к размыву при равной интенсивности экзогенных процессов эти величины будут существенно отличаться друг от друга. Для того чтобы их можно было сопоставлять, необходимо в расчет ввести коэффициент, учитывающий устойчивость пород к размыву. Для этой цели на основе комбинации всех физико-механических свойств горных пород (прочность на сжатие, модуль Юнга, сцепление, крепкость), эрозионной прочности пород (Бастраков, 1977), которая хорошо коррелируется с показателями их механических свойств, и растворимости пород, предлагается использовать показатель K устойчивости горных пород к денудации, по величине которого можно разделить все горные породы на ряд классов (табл. 1). В этой таблице видно, что чем выше класс, тем породы имеют большую устойчивость к денудации. Поэтому интенсивность денудации (Id) будет определяться формулой:

$$Id = \frac{V_{oc} \cdot S_{oc}}{Sd \cdot TK}, \qquad (1)$$

где V_{oc} – объем осадков (в м^3), снесенных за время (T) с площади (Sd) области сноса (в м^2); S_{oc} – плотность осадков (в кг/м^3); K – безразмерный показатель устойчивости пород к денудации.

Интенсивность денудации без коэффициента K будет называться абсолютной, а с коэффициентом K – относительной. Соответственно линейная скорость денудации (Vd) будет определяться как

$$Vd = \frac{h}{T \cdot K}, \qquad (2)$$

где h – мощность размытых пород (в м).

Полигон, в пределах которого проведены соответствующие исследования, расположен в районе среднего течения р. Бодрак между с. Скалистое и дер. Трудолюбовка. Относительно простое геологическое строение второго структурного яруса, включающего моноклинально залегающие породы, от готеривского яруса нижнего мела до симферопольского яруса эоцена включительно, интенсивно протекающие склоновые процессы и линейная эрозия, широкий комплекс различных генетических типов четвертичных отложений, а также

814

Таблица 1

Шкала устойчивости горных пород к денудации

Класс (коэффициент K)	Характерная горная порода	Физико-механические свойства	
		эрозионная прочность, Н (по Бастракову, 1977)	прочность на сжатие, кг/см^2)
I	Суглинок, алевролит	$<12\cdot10^3$	–
II	Глина	$<3\cdot10^5$	–
III	Мергель, гипс, каменный уголь	$3\cdot10^5$–$3\cdot10^7$	200
IV	Песчаник, доломит, известняк, ангидрит глинистый сланец	$5\cdot10^7$–$1\cdot10^{10}$	200–1000
V	Крупнокристаллические доломит и известняк, пористый базальт	$5\cdot10^{10}$	1000–2000
VI	Гранит, гранитоиды, диорит прочный, мрамор, песчаник с кремнистым цементом	$5\cdot10^{11}$	2000–3000
VII	Габбро высокой прочности	$1\cdot10^{12}$	3000–4000
VIII	Плотный базальт, кварцит, диабаз и другие прочные породы	$5\cdot10^{12}$	4000

достаточно длительное изучение геоморфологии этого района (в течение 1972–1978 гг.) – все это создает благоприятную основу для обсуждения поставленной проблемы.

Основными рельефообразующими факторами в пределах изученной территории являются линейная эрозия (включая деятельность временных потоков) и склоновые процессы (обрушение, плоскостной и ручейковый смыв). Последние в условиях семиаридного климата приводят к параллельному отступанию склонов в районах развития структурного рельефа. Сочетанием указанных процессов в значительной степени и обусловлен современный облик рельефа после того, как наступил континентальный этап развития (т.е. в постсим-

Физико-механические свойства				Физико-механические свойства
модуль Юнга, ($кг/см^2 \cdot 10^5$)	сцепление, ($кг/см^2$)	крепкость		
		категория	коэффициент	растворимость
–	–	VIIa–X, мягкие породы	< 0,8	Легкорастворимые
–	70	VI–VII, довольно мягкие	< 2,0	
2,71	165	V, средние породы	< 4,0	
5,60	140–210	VI	< 6,0	Слаборастворимые
–	360	III, а, крепкие породы	< 8,0	
6,42	425	III, крепкие породы	< 10	Почти нерастворимые
12,00	–	II, очень крепкие породы	< 15	Нерастворимые
–	–	I, высшая степень крепости	< 20	

феропольское время). Приведенные ниже оценки интенсивности экзогенных процессов относятся именно к перечисленным рельефообразующим факторам.

Суммарный объем размытых пород симферопольского яруса в районе Нуммулитовой куэсты (с. Скалистое), определенный на основе геологического картирования в масштабе 1:25 000, равен 9×10^6 $м^3$ для площади в $2{,}8 \times 10^5$ $м^2$. Отсюда по формуле (1) интенсивность денудации за 37 млн. лет (постсимферопольское время) оценивается в 0,008 $г/см^2$ год. Введение поправки на устойчивость пород к денудации ($K = 4$) понизит эту величину до 0,002 $г/см^2$ год. Скорость денудации по формуле (2) определяет-

ся в 0,01 мм/год по мощности размытых нуммулитовых известняков (около 40 м). На основе объемного метода (Ронов, 1949) можно рассчитать интенсивность денудации за четвертичное время. Объем четвертичных отложений, заполняющих овраги и речную долину р. Бодрак в пределах рассматриваемого района, приблизительно равен 21×10^6 м^3. Принимая площадь сноса за $33 \cdot 10^6$ м^2 получим абсолютную интенсивность денудации за 1,7 млн. лет в 0,0008 г/см^2 год. Эти расчеты показывают, что интенсивность денудации может быть оценена либо в виде снесенных объемов пород, либо в виде линейной величины (скорости). Если смысл первой величины вполне понятен, то геоморфологическая интерпретация второй – требует, как мы видим, обсуждения. В обоих случаях приведенные цифры отражают интенсивность денудации за счет деятельности склоновых процессов.

В этом же районе ниже Нуммулитовой куэсты расположена Баклинская куэста, развитая на мшанковых известняках датского яруса, в пределах которой с III по XIV вв. существовал Баклинский пещерный город. В нем насчитывается несколько десятков крипт (жилых помещений), первое появление которых относится к III в. (Галис, 1969). Изменения, проведенные нами в пределах различных крипт, показали, что скорость разрушения известняков меняется в пределах от 0,3–0,5 до 3 мм/год. Расчеты П.Д. Подгородецкого и В.И. Душевского (1974) для этого же района дали цифру 2,5–3,0 мм/год. Основным фактором, приводящим к разрушению крипт, является обрушение склонов. Это подтверждается большим количеством глыб известняков, расположенных ниже обрыва на склоне, выработанном в мергелях кампан–маастрихта.

По инструментальным данным (Клюкин, Толстых, 1973), скорость денудации для нуммулитовых известняков достигает 10 мм/год, а интенсивность денудации до 2 г/см^2 год.

Таким образом, цифры, полученные для одного и того же района и отражающие интенсивность одного и того же процесса, за разные отрезки времени существенно различаются.

Интересные данные были получены для скоростей аккумуляции различных генетических типов четвертичных отложений. Для аллювиальных отложений р. Бодрак (по II надпойменной террасе, датированной по палинологическим данным[1] как верхнечетвертичная – Q_3^2) скорость осадконакопления оценивается в 0,2 мм/год.

Пролювиальные отложения, выполняющие днище Московского оврага, время формирования которого как по спорово–пыльцевым спектрам[1], так и по геоморфологическим данным имеет тот же верхнечетвертичный возраст, но их мощность существенно больше (до 8 м). Скорость аккумуляции за счет деятельности временных по-

---

[1] Спорово–пыльцевой анализ был проведен в палинологической лаборатории ЛГУ Л.В. Калугиной и Н.А. Гей.

814

Таблица 2

Интенсивность экзогенных процессов, определенная различными методами и за разные интервалы времени

Интервал времени	Величина денудации			Скорость осадконакопления различных генетических типов отложений, мм/год		
	интенсивность, $г/см^2$ год	скорость, мм/год	метод определения	аллювий	пролювий	делювий
37 млн.лет (постсимферопольское время)	0,008	0,01	По реконструкции геологических разрезов			
1,7 млн.лет	0,0008		По объемному методу			
100 000 лет				0,2	0,8	
1000 лет		0,3–3,0	По археологическим данным		0,6–1,0	0,2–0,4
1964–1971 гг.	2,0	10,0	По стационарным наблюдениям (Клюкин, Толстых, 1973)			

токов определяется в 0,5–0,8 мм/год. В этом же овраге (в районе впадения в него Воронежского оврага) в разрезе хорошо прослеживается слой мощностью 20 см, содержащий перемытую керамику, возраст которой по археологическим данным оценивается в 900–1000 лет. Выше культурного слоя залегают пролювиальные отложения мощностью от 0,60 м до 1,0 м, что дает скорость их аккумуляции за 1000 лет 0,6–1,0 мм/год. В этом же месте на склоне Московского оврага (к северу от описанного разреза) на остатках разрушенной древней печи залегают делювиальные отложения мощностью 0,2–0,4 м. Скорость накопления делювия определяется соответственно в 0,2–0,4 мм/год.

Приведенные данные, сведенные в табл. 2, показывают, что интенсивность и скорость экзогенных процессов (денудации и аккумуляции) существенно зависят от времени усреднения. Несовпадение величин, полученных на основе геолого-геоморфологических методов (длительные отрезки времени 10^6–10^7 лет), рассчитанных за короткие отрезки времени по археологическим данным (10^3 лет) и выявленных с помощью инструментальных методов (до 10^2 лет), с нашей точки зрения, объясняется тем, что "нормальный" ход процессов в любой геоструктурной области и с любым климатическим режимом нарушается с той или иной степенью повторяемости

катастрофически быстро протекающими экзогенными процессами[1]. Неравномерный ход процессов по времени приводит к выводу, что для палеогеографических построений можно использовать величины, полученные за время порядка 10^6–10^7 лет.

Район среднего течения р. Бодрак, где широко развита структурная поверхность (по нуммулитовым известнякам симферопольского яруса), является идеальным объектом для оценки величины денудационного среза. Поскольку истинная мощность этих известняков (к северу от с. Скалистое, где имеется непрерывный разрез) отличается от их мощности в районе Баклинской куэсты не более чем на 5 м, то за 37 млн. лет величина денудационного среза достигает первых метров, что дает средние значения скорости порядка $1 \cdot 10^{-4}$ мм/год. Отсюда следует, что приводимые в литературе сведения о срезании километровых толщ в горах за 20–30 млн. лет выглядят в высшей степени неправдоподобными.

ЛИТЕРАТУРА

Бастраков Г.В. Эрозионная прочность горных пород. – Геоморфология, 1977, № 2.

Клюкин А.А., Толстых Е.А. Методика и первые результаты стационарных наблюдений за скоростью денудации известняковых обрывов в Горном Крыму. – Геоморфология, 1973, № 4.

Подгородецкий П.Д., Душевский В.П. Исследование археологических данных для определения скорости отступания известняков обрывов в Предгорном Крыму. – Геоморфология, 1974, № 3.

Ронов А.Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3(130).

Справочник химика, 2-е изд. М.: Химия, 1965, с. 12–262.

Справочник по инженерной геологии/ Под общ. ред. М.В. Чуринова. М.: Недра, 1968.

---

[1] В качестве примера для изученного района можно привести сезон 1972 г., когда в течение суток не прекращались ливневые дожди. В результате I надпойменная терраса была полностью залита водой, был снесен мост у с. Скалистое, а срез по отдельным оврагам определялся в 10–20 см. Особо интенсивно протекал ручейковый смыв в зонах развития мергелей верхнего мела (г. Белая) и флиша таврической свиты (горы Плоская, Длинная), где почвенно-растительный слой отсутствует. Аналогичные примеры хорошо известны и для других областей семиаридного климата.

II. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

А. С. КЕСЬ, Б. Ф. КОСОВ

АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

В статьях и тезисах, посвященных этой проблеме, рассматривается широкий круг вопросов о закономерностях и региональных особенностях развития антропогенного рельефа в разных природных зонах, вертикальных поясах и крупных регионах при различных типах и на разных этапах хозяйственного освоения территории. Во многих статьях и тезисах охарактеризованы не только качественные антропогенные изменения рельефа, но приведены также и некоторые количественные данные об этих изменениях, отмечен темп нарастания или затухания отдельных процессов.

Все статьи тезисов характеризуют четыре стороны проблемы.

I. Общие вопросы антропогенной геоморфологии:

1) определение понятия, типология и классификация антропогенного рельефа; 2) выявление изменения антропогенными факторами направленности и интенсивности геоморфологических процессов; 3) анализ изменений относительной роли естественных и антропогенных факторов в формировании рельефа во времени; 4) оценка относительного масштаба и интенсивности антропогенных и естественных геоморфологических процессов;

II. Методы оценки изменений рельефа хозяйственной деятельностью.

III. Изменения рельефа при различных видах использования территории в разных районах. Например:

1) в сельском хозяйстве; 2) в строительстве разного рода; 3) добыча полезных ископаемых; 4) использование территории в крупных городах.

IV. Развитие антропогенных процессов по зонам, крупным регионам, долинам рек, берегам морей.

Остановимся на кратком освещении этих вопросов в том виде, как они излагаются в представленных тезисах докладов и статьях.

Вопросы классификации антропогенного рельефа и процессов антропоморфогенеза затрагиваются в нескольких докладах. Специально этому вопросу посвящен доклад З.А. Сваричевской, которая считает, что правильнее употреблять термин техногенный морфогенез, а не антропогенный. Автор делит этот морфогенез на собственно техногенный, где человек выступает как непосредственный

рельефообразующий агент, и на техногенно-природный, где действует природный процесс, а человек является причиной его возбуждающей сознательно или стихийно.

Н.Е. Фельдбарг также считает, что деятельность человека прямо или опосредованно нарушает систему динамического равновесия в природе. При этом прямые изменения могут быть локальными и региональными. Локальные делятся на обратимые и необратимые, а региональные, как правило, необратимые.

При рассмотрении антропогенных изменений в Ахтубинской пойме Волги В.А. Брылев предлагает выделять прямые, в том числе целенаправленные, воздействия человека на рельеф, когда создаются, например, валы, насыпи для дорог, траншеи и т.д., и косвенные, часто неуправляемые, возникающие, например, вследствие зарегулирования Волги, такие, как сокращение площади и сроков затопляемости поймы, приводящие к понижению уровня грунтовых вод, отмиранию протоков и ериков, дефляции и другим нежелательным последствиям.

Иначе к этому вопросу подходит М.Ж. Жандаев, который для целей картирования антропогенного рельефа предгорий Заилийского Алатау предлагает выделять следующие группы форм, как он пишет, искусственного рельефа: 1) земледельческие, 2) дорожные, 3) гидротехнические, 4) строительные, 5) защитно-оборонительные, 6) археологические, 7) горно-геологические и 8) пастбищные. Автор предлагает, таким образом, выделять антропогенные формы различного генезиса.

Типизация антропогенного рельефа затрагивается и в некоторых других статьях и тезисах, главным образом, на частных примерах; общей классификации пока нет и разработка ее является одной из очередных задач.

Для изучения антропоморфогенеза, явившегося результатом как прямого, так и косвенного воздействия хозяйственной деятельности человека были применены различные методы: полевые, полустационарные и стационарные наблюдения, лабораторные, математические, моделирование, историко-археологические, картографические, а также дешифрирование аэрокосмических снимков.

Так, например, анализ космических снимков аридных районов позволил Е.В. Глушко, Т.С. Козловой, Н.А. Пшениной и С.В. Скатершикову обнаружить области распространения активизации эоловых процессов и эрозии, абразии и аккумуляции в береговых зонах водохранилищ, изменения уровня поверхностных и грунтовых вод и т.д. Были определены также дешифровочные признаки сопутствующих антропогенных образований, сформировавшихся активизированными природными процессами.

Применение математического метода выразилось в построении в лабораторных условиях модели, на основании которой была выведена формула, позволяющая рассчитать допустимые при строительстве нагрузки над карстовыми полостями, перекрытыми рыхлыми породами, и прогнозировать возможность провалов (В.В. Тол-

мачев и Р.Б. Давыдько). Применение историко-археологического метода позволило ряду авторов (А.С. Кесь, В.Е. Некос, А.В. Ступишин и Ф.Ф. Бойко и некоторым другим) провести анализ развития экзогенного рельефообразования при смене во времени естественных и антропогенных процессов и установить темпы развития некоторых процессов.

Наиболее существенные нарушения в развитии естественной природной обстановки во всех зонах бывают чаще всего связаны с уничтожением почвенного и растительного покрова, что, обычно, приводит к неблагоприятным последствиям во всех или почти во всех элементах ландшафта и прежде всего в развитии экзогенных процессов. При этом в разных зонах и регионах активизируются разные процессы, приводящие к формированию разных форм рельефа. Здесь определяющими являются специфические природные условия зон и регионов и господствующие там естественные геоморфологические процессы. Все это и обусловливает развитие антропоморфогенеза.

Наибольшее количество докладов посвящено рассмотрению последствий хозяйственной деятельности в лесной, лесостепной и степной зонах, где на возвышенностях преобладает балочно-долинный рельф. Для этих мест отмечается активизация прежде всего процессов плоскостной и линейной эрозии и, в меньшей степени, карста, оползания, оплывания, дефляции и некоторых других.

В этих статьях и тезисах указывается, что эрозия стала наиболее интенсивной за последние 200 лет и связана она с уничтожением лесов и распашкой территории. При этом смыв и оврагообразование растут с увеличением распаханности. В.И. Стурман рассчитал, что в лесостепной и лесной зонах увеличение распаханности в 1,86-2,44 раза привело к увеличению стока взвешенных наносов в 1,32-2,53 раза и ионного стока в 1,62-2,23 раза.

Интересные данные в этом отношении приводит С.П. Горшков, характеризуя роль антропогенного фактора в современной денудации неледниковой суши. Проведя необходимые расчеты, автор приходит к выводу, что в результате производственной деятельности человека денудация стала минимум в полтора раза больше природной.

В центральной лесостепи величина смыва на распаханных склонах достигает 0,1-0,5 $м^3$/га, а на отвалах Михайловского карьера - 10-20 $м^3$/га (В.М. Фирсенкова).

Для лесостепной зоны Ульяновского Поволжья было установлено, что благодаря эрозии снос со склонов составил (в зависимости от различных факторов) от 20 до 200 т/га в год и что воздействие антропогенного фактора привело к развитию ряда других процессов, не свойственных гумидному климату лесостепи, но характерных для сухих степей (Э.А. Часовникова). Большое развития получила также химическая денудация, изученная в районах юго-востока Татарии.

По полученным данным ионный сток с 1938 г. увеличился

там в 2–10 раз (конкретные данные приводятся в тезисах) (Е.Д. Кожеватов, Н.Н. Лаптева, В.И. Мозжерик, А.Н. Шарифуллин).

Не менее интенсивно под воздействием человека развиваются и овраги. В этом отношении интересные исследования были проведены в Проблемной лаборатории эрозии почв МГУ (Б.Ф. Косов). Был проделан опыт рассчетного определения количества оврагов, которые могли возникнуть в земледельческой полосе европейской части СССР при распашке. Полученные данные подтвердили, что подавляющая часть распространенных здесь оврагов могла образоваться именно в результате распашки за последние 200–300 лет.

На основании анализа разновременных крупномасштабных карт лесов центральной части Волго-Камского бассейна в пределах Татарской АССР установлено, что облесенность за два последние столетия уменьшилась здесь в 3 раза. Это вызвало ускорение овражной эрозии. В результате овраги составляют сейчас в Предволжье 1,2 км/км^2, а в Предкамье – 0,5–1 км/км^2 и приурочены они к тем склонам, где на месте лесов возникли поля (А.В. Ступишин и Ф.Ф. Бойко). Интенсивный рост оврагов наблюдается также на севере Приволжской возвышенности. Одновременно здесь отмечается усиление элювиальных процессов, способствующих оподзоленности почв и их обеднению (А.В. Миронов).

По другому протекает антропоморфогенез в иных геоморфологических районах. В пределах Башкирии, например, большое развитие получают карст и оползни. Они развиваются в придолинной зоне, где эти процессы наблюдаются, но менее сильно, и в естественных условиях. Хозяйственное освоение этой зоны приводит к тому, что за 15 последних лет 80% карстовых провалов произошло в результате планировки склонов и, особенно, утечки из водонесущих коммуникаций, а также неумеренной эксплуатации подземных вод (В.И.Мартин).

На юге Русской равнины значительную роль в антропоморфогенезе играет дефляция, которая достигает большой силы на юге Украины и на осушенных болотах Полесья.

В Белорусском Полесье осушена площадь свыше 1 млн. га, на которой проявляется 4 вида дефляции, обусловленных скоростью ветра и степенью пересушенности поверхности почвы. При скорости ветра свыше 10 м/сек возникают пыльные бури, переносящие на далекие расстояния до 10 т/га, при этом частицы почвы достигают размеров нескольких сантиметров (П.А. Ковриго).

Процессы антропогенного рельефообразования получают широкое развитие и в Сибири. Так, в степных и лесостепных условиях Минусинской впадины в результате земледелия и скотоводства усиленно развивается эрозия (смыв и оврагообразование) и дефляция. Расчеты, проведенные И.Н. Рашба и Р.И. Салюковой показывают, что до середины прошлого века "темпы преобразования поверхности колебались в пределах первых сотых-десятых мм/год, что соответствует напряженности естественной нормальной денудации. В настоящее время по данным стационарных наблюдений темпы преобразования достигают первых мм/год, что характеризует напряжен-

ность антропогенной ускоренной денудации". Следовательно, расхождение между этими величинами достигает одного–двух порядков. Усиление перемещения рыхлого материала отмечается и на склонах юга Сибири (Л.Н. Ивановский, И.Н. Рашба и З.А. Титова).

Существенные изменения в естественное развитие экзогенных процессов вносит не только сельское хозяйство, но и промышленность, разработка полезных ископаемых, строительство и благоустройство городов и другие виды хозяйственной деятельности. Так, в одном из наиболее освоенных районов европейской части СССР – Донбассе произошли не только глубокие изменения рельефа, но и интенсивность и направленность развития всего комплекса экзогенных рельефообразующих процессов. Появление сотен терриконов и других отвалов пустой породы, карьеров и отстойников привело к развитию эрозии, что сократило площади полезных земель и снизило их продуктивность (В.Г. Еременко). Е.А. Рубина указывает, что "ни одна отрасль промышленности не подвергает таким глубоким нарушениям природную среду, как горнодобывающая и в первую очередь открытые горные разработки".

Однако изменение антропогенного рельефообразования, приуроченного к разработкам месторождений полезных ископаемых носит локальный характер. Проявляется оно как в возникновении комплексов аккумулятивных и скульптурных антропогенных форм, так и в уничтожении отдельных элементов естественного рельефа. При этом определяющая роль принадлежит технологии добычи полезного ископаемого. Ф.С. Хабибулина и Н.В. Бужко делят технологический фактор на два рельефообразующих процесса: а) извлечение и выемку сырья и б) перемещение и накопление вскрышных непродуктивных отложений. В зависимости от геологического строения месторождения развивается свой комплекс процессов. Например, при разработке песков и песчаников господствуют эоловые и суффозионные процессы, суглинков и глин – оплывные, оползневые, трещинообразование; для карбонатных и сульфатных – характерно развитие карста крупных обвалов, трещинообразование и провалообразование и т.д.

Воздействие хозяйственной деятельности на современные экзогенные процессы особенно резко проявляется в природных условиях Субарктики, где господствуют многолетнемерзлотные грунты. В этих зонах нарушение мохово–растительного покрова, вырубка лесов и кустарников, создание траншей и каналов, осушение заболоченных пространств и тому подобные мероприятия вызывают прежде всего нарушение температурного режима грунтов, деградацию верхней границы многолетней мерзлоты и активизацию криогенных процессов. Интенсивно здесь развиваются и овраги. В.Л. Суходровский указывает, что при освоении краевых частей надпойменных террас овраги разрастаются со скоростью до 20–30 м в год. Одной из причин роста оврагов, помимо сброса бытовых и промышленных вод, является увеличение стока за счет таяния скоплений снега вблизи зданий и других сооружений. Поэтому И.П. Константинов обращает внимание на необходимость учитывать при создании

сооружений направления ветров, образующих такие скопления. Причиной образования термокарстовых котловин и озер в них может быть скопление воды на участках с подземными льдами. В.Л. Суходровский отмечает необходимость при сооружении насыпей учитывать направление поверхностного стока, а для борьбы с термокарстом обеспечивать дренаж. А.А. Земцов заостряет вопрос и на том, что проседание поверхности может произойти в нефтегазоносных районах Западной Сибири в связи с интенсивной добычей нефти и газа.

Совсем иной комплекс экзогенных процессов активизируется под воздействием антропогенного фактора в аридных зонах. В представленных тезисах докладов и статьях характеризуются разные геоморфологические районы пустынь: пески и плато, низкогорья и возвышенности. И во всех этих районах ту или иную роль играют эоловые процессы и прежде всего дефляция. Причиной активизации процессов опять-таки является нарушение почвенно-растительного покрова, преимущественно в результате сельскохозяйственного освоения территории. Такая активизация происходит в результате земледелия и неумеренного выпаса скота, а также беспорядочного проложения дорог, строительства различных сооружений без учета господствующего развития эоловых процессов.

В докладе В.И. Костюковского выделено пять типов поверхности песчаных пустынь, различных по интенсивности развивающихся там эоловых процессов, усиленных выпасом. Автор отмечает, что вблизи поселков, колодцев и других мест сосредоточения людей и скота растительность уничтожена полностью, песок разбит, разрыхлен. Все это приводит к особенно интенсивному развитию оголенных барханов.

На лёссовой возвышенности в районе г. Самарканда, где территория использовалась человеком на протяжении более 2,5 тыс. лет, хозяйственная деятельность выразилась в создании многочисленных каналов, в распашке, в том числе прибровочных участков долин, в сооружении на крутых склонах землянок, карьеров, в неправильном сбросе излишков атмосферных и ирригационных вод. Все это привело к активизации эрозии. По берегам некоторых крупных каналов образовались овраги, длиною до 1,5 км и глубиною до 10-15 м. Усилились также процессы суффозии, вызвавшие образование воронок, пещер длиною до 130 м и колодцев глубиною до 10-20 м. Устройство землянок привело к возникновению обвалов (З.С. Султанов и Р.Х. Халимов).

На п-ове Мангышлак, где в последние годы созданы города и поселки и развилась горнодобывающая промышленность, антропогенные изменения особенно заметны. Здесь встречаются и древние антропогенные формы, такие, как валы, насыпи, курганы и др. Но несравненно большее воздействие на рельеф оказала хозяйственная деятельность современных людей. В частности, отмечается огромное количество грунтовых дорог, вдоль которых развивается густая сеть балок и мелких оврагов. В горном Мангышлаке на 10 км^2

814

25–30% территории занято дорогами и придорожной зоной, а в центральном Мангышлаке они охватывают около 75–80%. Районы интенсивного освоения нефтяных и газовых месторождений являются основными очагами усиленной дефляции (А.Ф. Файзулина, Е.У.Джамалбеков, Г.М. Джаналиев, Ж.Д. Халмухамедов).

Интересные наблюдения над геоморфологическими процессами были проведены в зоне Каракумского канала. Необлицованный канал пересекает на протяжении около 1000 км песчаные пустыни, суглинистые субаэральные дельты и подгорные равнины. Его влияние на рельеф прилегающих к нему районов весьма существенно. В ранее безводной пустыне возникли и развиваются флювиальные процессы, аккумулируются субаквальные отложения, получили распространение техногенные формы рельефа, накладывающиеся на естественные в виде плоских поверхностей, нивелирующих межгрядовые понижения эолового рельефа, дамб, отвалов и др., а также проявляется явная локализация эоловых процессов вдоль канала. Пролювиальные процессы, распространявшиеся по всей подгорной равнине, сейчас регулируются и сместились в новые районы к северу от канала (М.К. Граве).

Перестройка рельефа на подгорных равнинах аридной зоны происходит и в результате использования их под земледелие. На основании изучения эрозионно-аккумулятивных процессов на орошаемых полях путем синхронных замеров расходов воды и наносов в поливных бороздах, проведенных С.Ф. Красновым и Л.Ф. Литвиновым, установлено, что орошение приводит к выполаживанию, а в отдельных вариантах и к террасированию склонов и что это один из ведущих процессов антропогенного рельефообразования на подгорных равнинах.

На широко распространенных в Средней Азии аллювиально-дельтовых равнинах сохраняются почти повсеместно следы разновременного антропогенного воздействия, начиная с древнейших времен. Орошаемое земледелие зародилось на некоторых из них уже в неолите, т.е. 5–6 тысячелетий назад. Но значительное распространение (на сотнях и тысячах га) оно получило в античное и более позднее время. Остатки этого былого освоения сохранились на многих позднее опустыненных территориях в виде целых ирригационных систем – полузасыпанных каналов, тянущихся на десятки и сотни километров, валов, дамб, плотин, мелких арыков, борозд и валиков на древних полях, виноградниках и садах, а также в виде бугров, высотою до 10–15 м на месте бывших поселений, стен, развалин городищ и крепостей на площади до нескольких га. Современное интенсивное расширение орошаемого земледелия сопровождается созданием новых ирригационных дренажных систем, асфальтированных дорог, поселков, выравниванием невысоких песков и последующим их заилением для новых полей, закреплением барханов, заполнением дренажной и сбросной водой котловин и даже крупных впадин и т.д. Таким образом, в пустынях рельефообразование во многом становится управляемым (А.С. Кесь).

В пустынной зоне Средней Азии и Южного Казахстана воздействие антропогенного фактора на развитие экзогенных процессов особенно сильно сказывается также в районе Аральского моря. Использование преобладающей части речного стока на орошение и другие хозяйственные нужды привело к уменьшению притока воды в Арал более чем в 4 раза, а это вызвало быстрое и резкое понижение уровня моря. Начиная с 1961 г. и до 1978 г. его уровень упал более чем на 6 м, и море отступило местами на восточном побережье на расстояние до 50 км. На вновь образовавшейся суше интенсивно развиваются главным образом эоловые процессы и образуются солончаки. Одновременно происходит изменение берегов. В восточной части Арала они изучались М.Ш. Ишанкуловым, Л.Я. Курочкиной и Н.Ф. Можайцевой, которые выделили следующие их генетические типы: а) современный и древний аллювиально-дельтовый, б) эолово-песчаный и в) структурно-денудационный. При анализе интенсивности развития дефляционных и эолово-аккумулятивных процессов в различных условиях исследователи учитывали исходный бывший подводный рельеф, литологию отложений, гидрологические и геохимические их особенности, присутствие остатков органики.

По мере отступания моря на его осущающемся днище формируется эоловый рельеф, который видоизменяется в зависимости от понижения уровня грунтовых вод, иссушения почвы и смены растительного покрова. На восточном побережье прослежены динамика изменений и стадии развития вновь образовавшегося котловинно-бугристого и котловинно-бугристо-грядового песчаного рельефа с глубиною расчленения от 0,5 до 1,5 м. На северо-восточном побережье Арала, где дно сложено глинами, образуются приморские корковые солончаки (Р.И. Киевская, Н.Ф. Можайцева, Т.Ф. Некрасова).

Аналогичные явления наблюдаются и на оз. Балхаш. В связи с зарегулированием стока рек, впадающих в это озеро, поступление в него воды и твердых осадков резко сократилось, что привело к понижению его уровня с 1971 по 1977 г. на 1,3 м, а также к перераспределению площадей различных донных осадков (С.Я.Черноусов).

Кроме работ, посвященных экзогенным процессам на равнинах, представлено несколько тезисов докладов о развитии этих же процессов в горных районах.

В низкогорьях и предгорьях Восточного Урала вырубка леса, лесовозные дороги, трелевочные волоки, гари привели к сильной эрозии, изменению режима грунтовых вод, смыву почвы и мелкоземного грунта со склонов, к ксеритизации ландшафтов. Склоны покрылись сетью промоин и оврагов, перед устьями которых образовались шлейфы подножий, где отмечается сортировка делювия. В оврагах появились выходы грунтовых вод, а на склонах – оползни и обвалы (Г.С. Макунина).

Произошли значительные изменения и в формировании рельефа на

Кавказе. Экзогенные процессы Восточного Закавказья, развивающиеся в результате хозяйственной деятельности, Ф.А. Гаджиева и В.М. Баба-Заде предлагают называть антропогенно-обусловленными.

Авторы подчеркивают их подчиненность зонально-географическим факторам, "исходя из того, что хозяйственная деятельность в Восточном Закавказье также имеет высотно-зональную дифференциацию". Развития антропогенно-обусловленных экзогенных процессов они увязывают с годовым количеством и интенсивностью выпадения атмосферных осадков для Большого Кавказа и с их внутригодовым распределением - для Малого Кавказа. В низкогорьях и предгорьях, где осадков выпадает в 3-4 раза меньше, но они часто носят ливневый характер, где растительность степная и полупустынная и к тому же идут распашка и выпас, чрезвычайно активно развиваются эрозия и глинистый карст. Скорость роста оврагов достигает здесь 7-10 м/год.

На Большом Кавказе в пределах Азербайджана, где плотность населения и сельскохозяйственного освоения к 1976 г. по сравнению с 1896 г. увеличились более чем вдвое, в рельефообразовании также произошли существенные изменения. С одной стороны, отмечается ряд положительных последствий - таких, как уменьшение смыва, а на равнинах при выходе рек из гор, - прекращение болотообразования. Но в то же время в горах, где не были применены соответствующие меры, весьма активизировались эрозия, образование осыпей, оползней, селей. В предгорьях и на равнинах продукты разрушения, вынесенные поверхностными водами с гор, образовали разнообразные формы рельефа (Е.С. Мирзаев и В.Н. Набиев).

Большой интерес представляют результаты стационарных наблюдений за развитием экзогенных процессов на Черноморском побережье Абхазии, которые проводятся с 1963 г. группой сотрудников МГУ (Н.И. Маккавеевым, Н.В. Хмелевой и Б.Ф. Шевченко). Эти наблюдения позволили судить как об основных естественных факторах рельефообразования, среди которых главными являются климат и сейсмические процессы, так и об антропогенном воздействии на экзогенные процессы. Установлено, что искусственное террасирование горных склонов на первых этапах усиливает струйчатый размыв, который затухает через 5-6 лет в связи с полным задернением склонов. При этом рост оврагов не прекращается; для этого необходимы специальные мероприятия. Авторы обращают внимание также на вред, приносимый неумеренной выборкой из русел рек галечника для строительных работ.

Не менее значительна роль антропогенного фактора в изменении экзогенных процессов в формировании рельефа долин, что наблюдается в самых различных районах нашей страны. В северной Эстонии почти все крупные реки либо углублены, либо спрямлены и тем самым профили их изменены. Изменяется постепенно и густота речной сети, при этом доминирующей становится микросеть. Так, в бассейне р. Пирит при общей густоте сети 1,07 км/км^2 на до-

лю микросети приходится 0,83 км/км^2, а макросети – только 0,23 км/км^2. В результате мелиоративных работ в реках увеличивается количество наносов, изменяется продолжительность и характер половодья, а следовательно, и эрозионно-аккумулятивная деятельность рек (А.М. Мийден, А.В. Рацкас и Э.Х. Таваст).

Аналогичные процессы наблюдаются в долинах рек юга Приморья, где происходит вырубка леса в бассейне и особенно на склонах долин. Благодаря этому резко возросло количество наводнений. При спрямлении русел некоторых рек увеличилась крутизна продольного профиля, что в свою очередь привело к усилению боковой и донной эрозии (Н.М. Органов и Л.М. Кручинина).

То же отмечается и для западносибирских рек. За последние десятилетия берега рек Обь, Иртыш и их крупных притоков разрушаются со скоростью 15-20 м/год, а местами до 30-40 м/год на расстоянии десятков километров. Это приводит к смещению рек и образованию на противоположных берегах кос и отмелей (А.А. Земцов).

На Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР рельеф долин сильно видоизменен в результате длительной разработки различных полезных ископаемых. Дно таких долин, а в отдельных районах и рельеф почти всей долины коренным образом преобразован. Там возникли карьеры, отвалы, траншеи, водоотводные каналы, терриконы и др. Произошли существенные изменения в составе аллювия пойм, за счет выноса мелкозема. Антропогенные формы состоят из грубого материала, что способствует их устойчивости в ходе денудации. Поэтому восстановление рельефа происходит очень медленно и антропогенный рельеф сохраняется даже там, где производственная деятельность прекратилась более 100 лет назад (С.С. Воскресенский, А.М. Сокольский и Н.И. Балай).

Излагая основные положения, содержащиеся в статьях и тезисах докладов, мы обратили главное внимание на отрицательные последствия антропогенного воздействия на современные экзогенные процессы. Однако в некоторых докладах есть указания и на положительные мероприятия, которые приостанавливают развитие вредных процессов, например, закрепление верховьев оврагов, облесение склонов, облесение песков и другие. В ряде статей и тезисов докладов содержится прогноз усиления развития вредных экзогенных процессов и намечаются пути их предупреждения.

В большинстве статей и тезисов докладов указывается на важность и необходимость углубленного изучения современных экзогенных процессов, как естественных, свойственных конкретным природным условиям, так и тех, которые активизируются или возникают вновь под воздействием антропогенного фактора. Знание условий развития процессов и выявление обусловливающих это развитие факторов позволяет при освоении новых районов предупредить активизацию этих процессов или зарождение новых вредных явлений. Например, нельзя создавать сооружения на пути прохождения селей или допускать распашку супесчаных и песчаных почв, без специальных

мероприятий, чтобы не вызвать образования на месте задерненных поверхностей оголенных барханов. Выявление роли антропогенного фактора в воздействии на развитие экзогенных процессов, позволит определить оптимально допустимые хозяйственные нагрузки на ту или иную территорию, наметить пути наиболее рационального использования естественных ресурсов в конкретной природной обстановке, исключающие или смягчающие влияние отрицательных последствий, а также разработать методы рекультивации рельефа и ландшафта в целом.

В то же время из представленного обзора видно, что проблема рационального использования и преобразования рельефа имеет большое теоретическое и практическое значение. Различные аспекты этой проблемы разрабатываются во многих научных организациях Академии наук, в университетах и ряде других вузов, а также научными и проектно-изыскательскими организациями различных ведомств (геологических, мелиоративных, строительных, сельскохозяйственных) в связи с необходимостью борьбы с неблагоприятными последствиями изменений рельефа при различном хозяйственном освоении территории.

Однако материалы этих ведомств представлены на данной секции крайне ограниченно. Преобладают сообщения различных, в основном научных учреждений. Так, всего на секцию было представлено 59 докладов от 39 организацией. Из них 22 доклада представлено из 14 институтов АН СССР, ее Сибирского отделения и ДВНЦ, Академий наук Украинской, Казахской, Туркменской, Эстонской и Литовской республик. 26 докладов поступило от 12 университетов РСФСР, Украины, Белоруссии, Азербайджана, Казахской и Узбекской ССР; 5 докладов – от других вузов и 6 – из Госцентра "Природа", научно-производственных и производственных инженерно-геологических организаций.

Отмечается, что при широком диапазоне вопросов по данной проблеме, затронутых в многочисленных сообщениях, недостаточное внимание уделено разработке количественных методов учета и прогнозирования масштабов и интенсивности антропогенных процессов при различном использовании территории.

Недостаточно освещены вопросы рационального использования земель в различных геоморфологических условиях, вопросам предупреждения возможных вредных последствий антропогенных изменений рельефа, методам борьбы с их разрушительными последствиями, методам рекультивации рельефа.

Выявляется также слабая разработанность теоретических вопросов антропогенной геоморфологии: отсутствует общепринятая классификация антропогенных форм рельефа, слабо изучены общие закономерности антропоморфогенеза, зональные и региональные особенности антропогенного рельефа, интенсивность, история и тенденции его развития. Все это затрудняет разработку методов учета и картографирования антропогенных форм рельефа, необходимых для теоретических обобщений и для разработки эффективных мер

по предупреждению и борьбе с вредными их проявлениями. Отмечается несогласованность исследований по данной проблеме, проводимых различными академическими, вузовскими и ведомственными организациями, слабая взаимная информация о результатах работ, что затрудняет их внедрение в практику.

Учитывая все это, организациям, работающим по данной проблеме можно было бы рекомендовать в первую очередь разработку следующих вопросов:

1) классификации антропогенного рельефа,

2) методов надежного опознания антропогенных форм рельефа в натуре, на картах, аэрофотоснимках и космоснимках,

3) методов учета и картографирования антропогенных форм рельефа,

4) количественных, расчетных методов прогноза антропогенных изменений рельефа при разных типах современного и перспективного хозяйственного использования территории,

5) мероприятий по рациональному использованию территорий с различными условиями рельефа, по борьбе с неблагоприятными проявлениями антропоморфогенеза и по рекультивации антропогенного рельефа.

Для эффективного решения указанных вопросов необходимо объединение исследований, проводимых по данной проблеме учреждениями Академии наук, вузами, а также различными ведомственными научными и проектными организациями.

З. А. СВАРИЧЕВСКАЯ, И. Л. ЛУТОВИНОВ

ТЕХНОГЕННЫЙ МОРФОГЕНЕЗ

Человеческое общество и его производственная деятельность оказывают существенное влияние на природную среду. В условиях убыстряющегося прогресса науки и техники это влияние интенсивно, иногда катастрофически возрастает, поэтому проблема взаимодействия природы и общества в настоящее время начинает занимать одно из центральных мест в науке. Вследствие часто необратимого характера этого взаимодействия вопросы прогноза развития природной среды в условиях интенсивной производственной деятельности человека становятся первостепенными.

С самого начала появления человека на Земле начинается его воздействие на природу вообще и рельеф в частности, причем с каждым крупным этапом истории человечества интенсивность воздействия человека на рельеф резко возрастала, также как и возрастала численность населения, от нескольких миллионов человек в начале неолита (10–15 тыс. лет назад) до 4500 млн. в настоящее время и по прогнозу ООН примерно 6 млрд. к началу 2000 г.

Наиболее резкие изменения в истории человечества произошли в

неолитическую "революцию", при переходе к оседлому образу жизни и в капиталистический этап, что существенно отразилось на рельефе. В условиях социалистического общества резко изменяются отношения к охране природы в государственном масштабе, путем проведения ряда законодательств. Но и здесь не всегда поддается учету техногенно-природная стихийная составляющая техногенного морфогенеза. Вследствие недопонимания местными организациями важности проблемы или недостаточной культуры поведения части населения иногда допускается невыполнение законодательства по охране природы.

Впервые о воздействии человека на рельеф пишет Г. Марш (работа переведена в России в 1866 г.). В 1911-1913 гг. составляет серию карт А.С. Козменко, показывая на этих картах резкое усиление денудации под влиянием деятельности человека.

Научные основы учения о геологической деятельности человека заложены в работах В.И.Вернадского и А.Е.Ферсмана. В.И.Вернадский (1944) разработал учение о "ноосфере" - биосфере, преобразованной человеком. О геологической роли человека, особенно влияющего на геохимические и минералогические процессы, пишет А.Е.Ферсман (1934) и вводит понятие "техногенез". Этот термин в дальнейшем используется уже в геоморфологии, в геоморфологической легенде Ленинградского университета 1937 г., где техногенные формы, среди прочих значковых черных обозначений, даны ярким красным цветом. В дальнейшем, в 1949 г., в учебнике В.Г.Бондарчука "Основы геоморфологии" антропогенным формам рельефа посвящается небольшой раздел; включаются они в программы курсов общей геоморфологии, в ЛГУ в частности с 1948 г. Аналогичными вопросами занимается особенно интенсивно инженерная геология. Инженерную геологию определяют как "отрасль геологии, изучающую геологические условия и динамику верхних горизонтов земной коры в связи с инженерной деятельностью человека" (Геол. словарь, 1973, т. I, с. 144).

В 60-х годах отношение к охране природы и техногенезу существенно изменилось. Этими вопросами стали заниматься не одиночки-исследователи геоморфологи, а целые коллективы, инженерно-геологические и географические организации, и они приобрели международное значение. Проводится ряд всесоюзных совещаний и международных конгрессов, где рассматриваются вопросы инженерной геологии в связи с рациональным использованием геологической среды. Теперь уже речь идет не о покорении природы, а об ее охране, в связи с крупными нарушениями, в некоторых случаях необратимыми, происшедшими в природной среде.

Учение В.И.Вернадского и А.Е.Ферсмана развивают А.П.Виноградов, А.В.Сидоренко, И.П. Герасимов, Е.К. Федоров, Ю.Г. Саушкин, А.М. Рябчиков, А.Г. Исаченко, Ф.В. Котлов и др. Но до сих пор употребляются два термина - синонима, антропогенный и техногенный морфогенез. Предпочтение как более общему дается - антропогенному, что вряд ли является удачным. Термин "антропогенный"

Таблица Техногенный морфогенез

Тип техногенного морфогенеза	Основные формы	Побочные формы	Восстановление (рекультивация)
I. Техногенный морфогенез прямой			
Промышленный:			
добывающая промышленность			
горная промышленность	Шахты, штольни, карьеры	Терриконы, отвалы-гряды, впадины	Засыпка основных форм материалом отвалов
Гидротехническая промышленность	Плотины, дамбы, водохранилища, селехранилища, каналы	–	–
Обрабатывающая промышленность	–	Шлаковые отвалы, дымы, сточные воды	
Городской:			
промышленный	Площади выравнивания (срез, засыпка), подземные сооружения	Строительный и бытовой мусор (свалка)	
селитебный	То же		
транспортный	"		
Сельскохозяйственный	Пашни, пастбища, мелиоративные ирригационные сооружения, террасированные склоны		
Транспортный	Порты, морские каналы, пристани, молы, волноотбойные стенки, волноломы, дамбы, аэродромы, насыпи, выемки, тоннели		
II. Техногенно-природный (косвенный) морфогенез			
1. Целенаправленный (управляемый)			
Промышленный			
горная промышленность	Подземные хранилища (воды, газа, нефти)		
	Искусственное обрушение кровли горных выработок		
	Искусственный карст (добыча солей растворением и откачкой)		
Городской	Закрепление оползней, намыв пляжей (буны)		
2. Стихийный (неуправляемый)			
Промышленный			
горная промышленность	Просадки (откачка воды, газа, нефти, шахтный водоотлив)		Закачка непригодной воды
	Обрушение кровли (штолен, искусственных карстовых полостей)		Засыпка штолен, закачка воды в карстовые полости
	Разрушение почвы (засыпка отвалами, снятие карьерами)		Предварительное снятие и сохранение почвы
	Сели, оползни (на терриконах, отвалах) выпор пород (в тоннелях, шахтах, метро)		Выполаживание, террасирование, закрепление почвой и растительностью; замораживание, закрепление
	Загрязнение атмосферы (горение и развевание терриконов, отвалов)		Покрытие почвой, закрепление растительности
Гидротехническая промышленность	Водохранилища (затопление, подтопление, заболачивание, засоление угодий, абразия берегов, вторичная сейсмичность до 2-6 баллов)		Сокращение равнинных водохранилищ
Лесная промышленность	Вырубка лесов и транспортировка (чрезмерная денудация, оврагообразование)		
Городской	Просадки (откачка воды, строительство метро, уплотнение грунта при нагрузках и вибрации транспорта, протаивание мерзлоты и пр.)		
	Пучение (набухание глинистых грунтов, понижение температуры уличного покрытия)		
	Оползни и обвалы (при подрезании основания склонов и пр.)		
	Оврагообразование от сброса бытовых вод		
	Абразия берегов (от изъятия песчано-галечного материала пляжей, перехвата вдоль берегового потока наносов молами и др.)		
Сельскохозяйственный	Эрозия почв водная и ветровая (при пахоте и перевыпасе); оврагообразование; аласообразование; развевание песков (перевыпас, уничтожение растительности); затопление (возвратными водами)		
Транспортный	Оврагообразование (по колее); заболачивание (вдоль трассы); Выдувание колеи (гольвег); развевание песков; Заносимость портов		

часто путается с "антропогеновым" (т.е. четвертичным). Кроме того, антропогенный – значит человеческий, т.е. связанный с жизнедеятельностью человека, его биологическим функционированием. Термин же "техногенез" подчеркивает связь форм рельефа с общественно-производственной, трудовой, технической деятельностью человека вне зависимости от того, касается она промышленности или сельского хозяйства. Этот термин был поддержан А.А. Григорьевым и Е.В. Шанцером. Е.В. Шанцер считает, что он больше соответствует сущности явления (техногенный – значит искусственный).

Техногенный морфогенез следует разделить на: 1) собственно или прямой техногенный и 2) техногенно-природный.

1) Собственно техногенный – человек выступает как непосредственный рельефообразующий агент, создавая как отрицательные формы (карьеры, котлованы, выемки, шахты, штольни и др.), так и положительные (насыпи, намывные и насыпные площади, отвалы, терриконы и пр.), приводя к возникновению комплекса весьма разнообразных пород, пока условно относимых к "культурному горизонту" или техногенным (антропогенным) отложениям. В городах это намывные отложения (например, в Ленинграде искусственно намыта западная часть Васильевского острова и района Лахтинского болота), иногда же – это просто строительный мусор и свалка, мощность которых достигает десятков и даже сотен метров.

2) Техногенно-природный (по Б.П.Высоцкому – техноплагенный, по А.С.Девдариани – возбужденный), т.е. возникающий или активизирующийся под влиянием деятельности человека природный процесс. Деятельность человека здесь выступает, таким образом, в качестве причины, его возбуждающей, иногда сознательно направляющей, чаще же развивающейся стихийно. Поэтому техногенно-природный морфогенез следует разделить на: а) целенаправленный (управляемый), например, регулирование аккумуляции на побережьях вдольбереговым потоком наносов, спуск подпрудных озер через завалы (в долине р. Зеравшан у пос. Айни), оттаивание или замораживание грунтов при строительстве; переброска вод, связанная с перестройкой речных систем и пр.; б) стихийный (неуправляемый, во всяком случае в настоящее время), выражающийся в оседании поверхности при подземном строительстве, откачках воды (Мехико до 9 м), нефти и газа, при уплотнении пород, при таянии мерзлоты (термопросадки), образовании техногенных селей, оползней, обвалов, абразии берегов при нарушении целостности пляжей, переработке берегов водохранилищ, вторичной (техногенной) сейсмичности водохранилищ до 2–2,5, 3–5 и даже 6 баллов; эрозии почв (ветровой и водной), оврагообразовании, подтоплении, засолении и возможном поднятии уровня океана на 50–60 м в связи с разогревом атмосферы и пр.

Приведенное разделение техногенного морфогенеза необходимо учитывать при любых задачах, решаемых человеком: градостроительстве, в сельском хозяйстве (вырубка лесов, распашка земель) выпас животных. ирригация, мелиорация и пр.); горной промышленности и пр.

Воздействие человека на природные процессы по Е.Н. Азбукиной (1978) можно подразделить на механическое (физическое), геохимическое и органическое. Следствием механического воздействия является образование рельефа – скульптурного и аккумулятивного, которые могут соседствовать или быть разобщенными. Указанные виды воздействия человека могут быть в условиях как прямого техногенного морфогенеза, так и косвенного (целенаправленного и стихийного).

Деятельность человека протекает в определенных географических условиях, которые могут тормозить или стимулировать. Среди основных компонентов среды обитания наибольшее значение имеют современные тектонические движения (отражающие унаследованную направленность новейших движений) и климат. В проблеме "Климат, рельеф и человек" климату отводится немаловажная роль. Развитие климата подчинено ритмическим колебаниям разного порядка. Выделенный А.В.Шнитниковым (1957) многовековой климатический цикл, хоть он и осложнен внутривековыми колебаниями тепла и влаги, в настоящее время имеет тенденцию развития в сторону потепления, а в семиаридных и аридных странах, соответственно – иссушения (некоторые исследователи считают это дискуссионным), максимум которого падает на XXIV в. Правда, по М.И.Будыко, новые особенности в развитие климата вводит человек, который может существенно изменить направленность его колебаний. Тем не менее необходимо учитывать природную тенденцию эволюции климата при ведении хозяйства в аридных областях, где полузакрепленные грядовые и бугристые пески легко превращаются в подвижные барханы, а плодородные земли в скелетные почвы.

Охране рельефа придается большое значение. Необходимо проводить рекультивацию рельефа, нарушенного как в результате прямого, так и косвенного воздействия.

При этом пути рекультивации могут быть разными – как восстановление прежних форм (засыпка карьеров), так и использование техногенных форм – превращение карьеров в водоемы, отвалов – в зоны отдыха и пр.

Государственным планом развития народного хозяйства СССР предусматривается проведение научно-исследовательских работ по охране природы и рациональному использованию природных ресурсов. Но для правильного решения этой проблемы и составления оценочно-прогнозных карт необходимо создание классификации техногенного рельефа, которая будет положена в основу легенды карт.

В настоящее время имеются попытки разработки классификаций техногенных процессов и форм рельефа (Спиридонов, 1967; Котлов, 1977; Азбукина, 1978). Вопросы техногенного седиментогенеза представляют самостоятельную проблему и в настоящей статье не затрагиваются.

Образование природных форм рельефа протекает в условиях разнообразной интенсивности и направленности тектонических движений, вследствие чего образуются две основные группы форм – выработан-

ного и аккумулятивного рельефа. Формирование же техногенного рельефа подчинено другим условиям, связанным с решением задач, поставленных человеком. И в этом случае вряд ли принципиально важным будет разделение рельефа на выработанный и аккумулятивный.

Предлагаемая нами сокращенная классификация построена по принципу причинности образования тех или иных техногенных форм (таблица). Мы полагаем, что особое внимание следует уделять техногенно-природному морфогенезу, и именно его пока неуправляемой составляющей в целях не только прогнозирования, но и разработки способов управления. Важно также разрабатывать методы рекультивации нарушенного рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

Азбукина Е.Н. О некоторых закономерностях развития техногенных рельефообразующих процессов. – В кн.: Геоморфология и новая тектоника. Изд-во ЛГУ, 1978, вып. 26.

Азбукина Е.Н., Федоров Н.П. О методике картографирования техногенного рельефа. – В кн.: Проблемы геоморфологического картирования. Л., 1975.

Высоцкий Б.П. Об основных проблемах геологии социосферы. – В кн.: Природа и общество. М., 1968.

Девдариани А.С. Антропогенные формы рельефа. – В кн.: Вопросы географии, 1954, вып. 36.

Котлов Ф.В. Антропогенные геологические процессы и явления на территории города. М., Наука, 1977.

Спиридонов А.И. Опыт генетической систематики рельефа. – В кн.: Землеведение. 1967. Т. VII.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т. II. М., 1934.

Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. – Зап. Геогр. О-ва СССР, 1957, т. 16.

Н. Е. ФЕЛЬДБАРГ

НАРУШЕНИЯ ДИНАМИЧЕСКОГО РАВНОВЕСИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ АНТРОПОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Состав комплекса эндогенных и экзогенных процессов, формирующих рельеф, в каждом районе определяется множеством природных факторов, тесно связанных между собой и оказывающих взаимное влияние. Эти факторы либо практически стабильны (состав горных пород), либо изменяются, как правило, весьма медленно (климат, тектонические движения), так что формирование рельефа представляет собой длительный эволюционный процесс, в ходе которого создается равновесная система природной среды.

Такие явления, как землетрясения, вулканизм, сели и другие процессы, обычно привлекающие всеобщее внимание из-за своей внезапности, кратковременности проявления и той угрозы, какую они часто создают для инженерных сооружений, не нарушают равновесия системы, лишь подчеркивая ее неустойчивость.

В последние десятилетия резко возросли масштабы антропогенного воздействия на природную среду, в том числе на рельеф. В настоящее время более половины природных ландшафтов (Рябчиков, 1976), а следовательно, и рельефа суши подверглись антропогенным изменениям. Масса вещества, перемещаемого в связи с хозяйственной деятельностью человека, сопоставима (Бондарев, 1974), а по некоторым оценкам (Горшков, 1978) превосходит массу горных пород, вовлеченных в денудацию под воздействием природных процессов.

Создание каскадов водохранилищ на реках представляет собой один из наиболее отчетливо выраженных примеров прямого, антропогенного и одновременно опосредованного, антропогенно-обусловленного изменения рельефа и действующего комплекса рельефообразующих процессов. Прямое изменение выражается в создании акватории, опосредованное – в появлении таких процессов, как обрушение берегов, оползни, возбужденная сейсмичность, заболачивание, нарушение стабильности вечной мерзлоты и др.

Столь же значительны изменения рельефа и комплекса рельефомоделирующих процессов в пределах мегалополисов. Разумеется все эти изменения касаются не только рельефа, но и других компонентов природной среды – климата, растительности, животного мира.

Равнинные водохранилища и мегаполисы охватывают большие пространства, и изменения в их пределах комплекса рельефообразующих факторов имеют, несомненно, региональный характер. Эти изменения необратимы, так как сейчас даже предположение о ликвидации водохранилищ и городов будет утопичным. Впрочем, если это и произойдет, первоначальная природная обстановка восстановится не скоро, либо не восстановится вообще. Разумеется, все это не более, чем догадки. Но многие ли ландшафты удалось восстановить после того, как были прекращены процессы, их изменившие? Датчане давно уже не сжигают свои леса, выпаривая соль для производства селедки, но по-прежнему безлесна Ютландия. Закрыты многие угольные шахты в Англии и Америке, но терриконы все еще составляют неотъемлемую часть пейзажа.

Разумеется, не все антропогенные изменения рельефа столь грандиозны, как водохранилища. Многие из них незначительны по величине. Таковы широко распространенные запруды на ручьях. К локальным изменениям рельефа можно отнести сооружение природных выемок, насыпей, различных траншей, планировку и покрытие асфальтом территорий вокруг отдельных инженерных сооружений и т.д.

Небольшие изменения рельефа вызывают столь же незначительные модификации комплекса рельефообразующих процессов. Далее на не-

814

которых примерах будут рассмотрены условия, при которых возможно восстановление нарушенного состояния природной среды при локальных изменениях рельефа.

Изменение динамического равновесия природной среды, в том числе процессов рельефообразования, происходит чаще всего путем усиления действия какого-либо одного или нескольких процессов, формирующих рельеф. Нередко это явление сопровождается ослаблением рельефоформирующей роли других процессов. Так, твердое, непроницаемое для воды покрытие Земли, характерное для промышленных и селитебных зон, практически сводит на нет процессы плоскостного смыва и линейного размыва. В то же время быстрое, особенно во время ливней, скапливание воды с большой поверхности приводит к значительному ее подъему в реках, куда выведены водосточные коллекторы, к усилению нехарактерных для этих рек эрозионных процессов.

Еще одной особенностью антропогенно-обусловленных изменений природной среды является появление таких процессов, какие ранее в данном районе вообще не встречались. Так, по берегам ангарских водохранилищ развиваются оползни выплывания и скольжения, прежде в долине Ангары не распространенные (Демьянович, 1978). На осушенных участках болот начинается развевание песков, в зонах размещения крупных городов происходит опускание земной коры, дополнительная нагрузка в районах водохранилищ вызывает сейсмические явления.

Приспособление природной среды к антропогенным изменениям определяется целым рядом факторов. Оно осуществимо, если антропогенные изменения рельефа локальны, невелики по масштабам и энергии, если они протекают со скоростью, сопоставимой с быстротой развития естественных процессов. Однако, когда воздействие человека на природную среду по темпам и интенсивности превосходит ее адаптационные способности, в среде возникают изменения, нередко приобретающие катастрофический характер, и ликвидировать возникшие последствия становится трудно либо невозможно.

Адаптационные способности рельефа различных геосистем неодинаковы. Чем более консервативен рельеф, чем менее активно протекают современные экзогенные процессы, тем слабее сопротивление природной среды вмешательству человека, тем значительнее и катастрофичнее последствия такого вмешательства. В этом случае динамическое равновесие системы или совсем не восстанавливается, или восстанавливается с большим трудом.

Консервативен рельеф в экстремальных климатических условиях, где его моделировка протекает крайне медленно. Но равновесие природной среды в этих экстремальных условиях весьма неустойчиво. Вызванные инженерной деятельностью нарушения стабильности температурного режима в зоне вечной мерзлоты приводят к многообразным изменениям природной среды и инженерных сооружений. Это выражается в возникновении или интенсификации различных экзогенных процессов, в том числе массового смещения рыхлого материа-

ла по склонам, оползней, а также в деформациях дорог, зданий, резком снижении устойчивости бортов карьеров и т.д. Значительное по масштабам и скорости проявление внешнего воздействия на природную среду в Западной Сибири привело в известной мере к необратимым ее изменениям. Столь же интенсивно активизировались антропогенно-обусловленные рельефоформирующие процессы в зоне Аральского и Каспийского морей, оз. Балхаш, в долине Амударьи, вызванные зарегулированием стока рек, ирригацией и строительством.

В условиях динамичной природной среды рельефообразующие процессы протекают активно, масштабно, захватывают большие массы горных пород на значительной территории и реализуются в короткие сроки. В этих условиях при сравнительно слабом воздействии человека на природную среду ее изменения, вызванные нарушением динамического равновесия, будут по масштабам проявления незначительны, а по времени кратки. Если же это нарушение равновесия природной среды окажется крупным, то сдвиги в ней будут не только велики, но и необратимы. С подобными явлениями мы чаще всего сталкиваемся в горных странах, где значительный размах высот, большая скорость и дифференцированность новейших тектонических движений, широкое распространение легко разрушающихся пород, вертикальная поясность природных зон способствуют активному протеканию рельефоформирующих процессов.

Создание в горах небольших по размерам антропогенных форм рельефа приводит к тому, что за сравнительно короткий промежуток времени, измеряемый десятками лет, эти антропогенные формы рельефа ассимилируются природной средой. Ассимиляция обозначает не уничтожение, не разрушение этих форм рельефа, хотя и это имеет место, а включение его антропогенных форм в природный рельеф. Эти формы рельефа становятся как бы естественными, природными.

В старых горнопромышленных районах Западного Саяна природные условия речных долин, особенно рельеф, подверглись глубоким изменениям. Исчезли поймы, низкие террасы, русла рек переформированы, вдоль них были нагромождены отвалы промытых галечников, образующих гряды высотой до 10–15 м и длиной в десятки – первые сотни метров. Там, где разработка россыпей происходила в прошлом столетии, долины с той поры претерпели существенные изменения. В руслах содержится много валунно-галечного аллювия, представляющего собой продукты размыва отвалов, перемешанных со слабо окатанным материалом, поступившим со склонов. Пойменные отложения имеют тот же состав. Лишь в немногих случаях, где сохранились целики, строение пойменного аллювия отличается наличием прослоев песчано-глинистых пород, слоистостью, сортировкой окатышей по крупности. Вершинные поверхности отвалов имеют вид выровненных нешироких горизонтальных площадок, а склоны приобрели крутизну, характерную для естественных форм рельефа. Большинство отвалов, располагаясь по бортам днищ долин, имеют большое сходство с террасами, отличаясь от последних составом слагающих пород. Сходство усиливается тем, что отвалы покрыты густым

растительным покровом. Изучение крупномасштабных аэрофотоснимков показало, что эти антропогенные формы рельефа, смоделированные природными процессами, неотличимы от естественных форм. Лишь детальные полевые исследования позволяют отделить их друг от друга.

Существенно менее изменены антропогенные формы рельефа, созданные при эксплуатации россыпей несколько десятилетий назад. Они легко отличимы по почти полному отсутствию растительного покрова и мало измененной экзогенными процессами форме. Однако намечающаяся моделировка этих форм рельефа позволяет предполагать, что со временем они также "впишутся" в природный рельеф.

Иная ситуация складывается в тех условиях, где антропогенное воздействие на рельеф превосходит его адаптационные способности. Интенсивное хозяйственное освоение Каскадных гор, сопровождавшееся сплошной рубкой леса и строительством дорог, привело к активизации оползневых процессов (Swanson, Dyrness, 1975). На участке площадью 30 км^2 в зоне распространения выветрелых пирокластических пород за 25 лет образовалось 139 оползней, тогда как на аналогичном участке, сложенном прочными лавами, возникло только 2 оползня. Различие влияния антропогенно-обусловленных процессов на изменение рельефа зависит также от формы антропогенного воздействия. В том же районе Каскадных гор, сложенном пирокластическими породами, в зоне сплошной рубки леса объем оползней вырос почти в три раза по сравнению с обезлесенными участками, а там, где были построены дороги, – в 30 (!) раз. Еще более значительные изменения рельефа и всей природной среды в целом отмечаются в зоне городского строительства у подножья Передового хребта в Колорадо (Hansen, 1976), для которого характерна значительная активность рельефоформирующих процессов.

На равнинных территориях в условиях гумидного климата антропогенное воздействие на рельеф приводит к его быстрым и нередко значительным изменениям. Так, вырубка лесов и неверная система землепользования способствовали образованию разветвленной сети оврагов во многих районах черноземных областей. Существенные преобразования рельефа происходят, как уже упоминалось, по берегам водохранилищ, в городских агломерациях. Благоприятные условия освоения равнинных территорий в зоне гумидного климата способствовали значительному изменению всей природной среды этого региона, имеющему, как правило, необратимый характер. При этом моделировка рельефа и всей среды в целом приобретает новую направленность, отличную от прежней, и ранее существовавшая равновесная геосистема практически не восстанавливается.

В самой общей форме соотношение между различными типами рельефа и антропогенными его изменениями можно выразить в следующем виде:

$P_к > A \rightarrow И_{сл}$ – Д, $\quad P_д \leqslant A \rightarrow И_с$ – Д,

$P_к < A \rightarrow И_с$ – Д, $\quad P_с \geqslant A \rightarrow И_{сл} \rightarrow$ Д,

$P_д > A \rightarrow И_{сл} \rightarrow$ Д, $\quad P_с < A \rightarrow И_у$ – Д.

814

P – рельеф и совокупность современных экзогенных процессов, $P_к$ – консервативный рельеф, $P_д$ – динамичный рельеф, $P_с$ – стабильный рельеф, $А$ – антропогенный природоформирующий фактор, $И_{сл}$ – слабое изменение среды, $И_у$ – умеренное изменение среды, $И_с$ – сильное изменение среды, $Д$ – динамическое равновесие, → – есть переход от одного состояния к другому, – нет перехода.

По-видимому, для других геосистем можно наметить свои соотношения антропогенного и природного рельефообразующих факторов. И чем детальнее мы будем расчленять геосистемы, тем более сложными и многообразными окажутся соотношения этих факторов.

Каково практическое значение рассмотренных нами соотношений антропогенного и природного факторов рельефообразования в различных геосистемах?

Во-первых, они помогут глубже понять изменения, происходящие в природной среде под воздействием антропогенных факторов.

Во-вторых, они помогут прогнозировать эти изменения. Полученная прогнозная оценка, наряду с другими факторами, должна лечь в основу проектирования любого антропогенного воздействия на природную среду и на рельеф как ее неотъемлемый компонент. И чем более значительно проектируемое воздействие, тем более тщательно и полно должны быть исследованы все возможные изменения.

Необходимо количественное определение интенсивности природных и антропогенно-обусловленных рельефомоделирующих процессов, что можно сделать в условиях стационарных наблюдений, главным образом, на полигонах. По этой проблеме уже имеются некоторые данные. Так, детальные исследования, проведенные в карьерах Назаровского буроугольного месторождения (Пуляев, Миллер, 1977), показали, что водопонижение изменило прочностные свойства пород, чему способствовало также их физическое выветривание. В результате стали формироваться склоны в бортах карьеров, по морфологии отличающиеся от тех, что образуются в естественных условиях. Изучение пород, слагающих склоны и полученные количественные характеристики позволили проследить корреляционные связи между изменениями свойств пород и формой склонов. Рассмотрение инженерного воздействия на рельеф дало возможность количественно, в баллах, выразить влияние хозяйственной деятельности на моделировку природной среды (Hansen, 1976). В сочетании с натурными наблюдениями могут быть использованы и данные, полученные на физических моделях (Экспериментальная геоморфология, 1978).

В заключение рассмотрим вопросы изображения описанных соотношений на геоморфологических картах. Основным видом карты, по-видимому, останется аналитическая геоморфологическая карта, составленная в одном из ныне принятых вариантов. На этих картах следует показать зоны распространения антропогенно-обусловленных процессов в связи с хозяйственной деятельностью человека. Важной является оценка интенсивности проявления этих процессов, а также выделение процессов, впервые проявившихся в данной зоне. Оценка интенсивности на первых этапах может быть качественной, однако

этого недостаточно для прогнозирования антропогенно-обусловленных изменений рельефа и всей среды в целом. Необходимы количественные параметры.

Поскольку любые инженерные сооружения представляют собой элементы рельефа, они также должны быть отображены на геоморфологической карте. Для прогнозной оценки изменений рельефа и среды в целом важную роль играют собственно антропогенные рельефоформирующие процессы, т.е. ручная или механическая разработка грунтов, взрывы при проходке скальных пород, отсыпка плотин, создание различных сооружений и т.д. Для этих процессов должна быть разработана специальная система условных обозначений.

ЛИТЕРАТУРА

Бондарев Л.Г. Вечное движение. Планетарное перемещение вещества и человек. М.: Мысль, 1974.

Горшков С.П. Оценка роли антропогенного фактора в современной денудации неледниковой суши. – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека: Тез. докл. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978. Ч. II.

Демьянович Н.И. О влиянии хозяйственной деятельности на оползни в бассейне Ангары. – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека: Тез. докл. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978. Ч. II.

Пуляев В.Н., Миллер В.Н. Изменение состава и состояние пород в бортах карьеров. – В кн.: Геология, гидрогеология и инженерная геология Западной Сибири. Тюмень: Тюмен. индустр. ин-т, 1977. Вып. 65.

Рябчиков А.М. Проблемы природной среды в планетарном аспекте. Современные проблемы географии. М.: Наука, 1976, 87–97.

Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1978.

Hansen W.R. Geomorphic constraints on land development in the Front Range Urban Corridor, Colorado. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1976, N 174.

Swanson F.J., Dyrness C.T. Impact of clear-cutting and road construction on soil erosion by landslides in the western Cascade Range, Oregon. – Geology, 1975, v. 3, N 7.

А.В. СТУПИШИН, Ф.Ф. БОЙКО

ЛАНДШАФТНАЯ МОРФОСТРУКТУРА И АНТРОПОГЕННЫЕ МОДИФИКАЦИИ ЛЕСНОГО И ЛЕСОСТЕПНОГО ЭРОЗИОННО-РАВНИННОГО ЛАНДШАФТА В ПРЕДЕЛАХ ВОЛГО-КАМСКОГО КРАЯ

Волго-Камский регион расположен на востоке Русской платформы и характеризуется сочетанием возвышенных и низменных равнин. В ландшафтном отношении регион входит в лесную и лесостепную зоны. В пределах лесостепного ландшафта сложное сочетание лесных и степных ареалов в значительной степени обусловлено дифференциацией морфоструктурного плана. Приволжская возвышенность, Нижнее

Заволжье, Вятско-Камское плато и Бугульминско-Белебеевская возвышенность представляют своеобразные природно-территориальные комплексы, в пределах которых растительность и почвы имеют свою специфику.

ЛАНДШАФТНАЯ МОРФОСТРУКТУРА[1] ПРИВОЛЖСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Наиболее высокие поверхности Приволжской возвышенности, датируемые миоценовым возрастом (Дедков, 1970), с абсолютными отметками 280-320 м, сложенные палеогеновыми песчаными образованиями, выделяются сосновыми лесами на оподзоленных почвах легкого механического состава. Боры, расположенные в центральной и юго-западной частях Ульяновской обл. и обрамленные степными ландшафтами, являются коренными лесными ассоциациями, произрастающими на юге Среднего Поволжья еще с плиоцена. Консервативная устойчивость сосновых лесов и слабая их подверженность антропогенному воздействию вполне объяснимы. Песчаные оподзоленные почвы, лишенные защитного лесного покрова, неизбежно подвергаются ветровой эрозии с созданием опустыненных ландшафтов, явно непригодных для сельскохозяйственного использования.

Средняя поверхность выравнивания с абсолютными отметками 180-240 м, занимающая обширные пространства в пределах Приволжской возвышенности и датируемая позднеплиоценовым возрастом (Дедков, 1970), в литологическом отношении разнообразна, что отображается в специфике растительного покрова. Широко известные в литературе Буинские степи, ныне полностью распаханные человеком, приурочены к черноземным почвам, развитым на юрских глинах, и представляют коренную ассоциацию растительности, по-видимому, также со времен плиоцена.

Своеобразным аналогом Буинских степей на юго-востоке Ульяновской обл. являются ныне распаханные Сызранские степи, черноземные почвы которых сформировались на меловых отложениях маастрихтского яруса.

Иным представляется природный ландшафт северо-восточной части Приволжской возвышенности в пределах распространения пород пермского возраста (татарского и казанского ярусов). Сочетание водовмещающих пластов с водонепроницаемыми отложениями привело к интенсивному эрозионному расчленению плато (абсолютные отметки 220-230 м). С формированием густой и глубоко врезанной эрозионной сети плиоцен-четвертичного возраста связано накопление мощных плащей аллювиально-делювиальных суглинков с развитием на них серых лесных почв. Типичными растительными формациями являются широколиственные леса - "казанские дубравы", в значительной

---

[1] Под ландшафтной морфоструктурой авторы понимают генетическую взаимосвязь в пределах конкретного природного региона (морфоструктуры) почвенно-растительного покрова с рельефом и геологическим субстратом.

степени истребленные человеком, давно распахавшим хорошо дренированные и достаточно плодородные серые лесные почвы.

Таким образом, геоморфологическая конструкция Приволжской возвышенности, в значительной степени обусловленная разнородностью литологического субстрата, явилась решающей основой для сложного сочетания ареалов распространения хвойных лесов (Центральная и юго-западная части Ульяновской обл.), степных ассоциаций ("Буинские степи" – ТАССР, Сызранские степи – Ульяновская и Куйбышевская области) и широколиственных лесов – нагорных дубрав (ТАССР, ЧАССР). Геоморфологические особенности территории в значительной степени могут объяснить своеобразную мозаику распространения древесных и травянистых ассоциаций в пределах лесостепного ландшафта Приволжской возвышенности.

Лесостепной ландшафт является зональным произведением физико-географической среды как переходное звено между лесным и степным ландшафтами, однако структура лесостепного ландшафта имеет региональную природу, или интразональную. Следовательно, лесостепной ландшафт Приволжской возвышенности отражает не только свое зональное положение на Русской равнине, но он также глубоко провинциален, интразонален или регионален.

ЛАНДШАФТНАЯ МОРФОСТРУКТУРА НИЗМЕННОГО ЗАВОЛЖЬЯ

Восточнее долины Волги расположена система низменных равнин, объединяемых названием Низменное Заволжье. Рельеф этой территории с абсолютными отметками 120–160 м выработан на плиоцен-четвертичном глинисто-песчаном субстрате. Если северная часть Низменного Заволжья, расположенная в лесной зоне, занята сосновыми лесами, произрастающими на оподзоленных песчаных почвах, то южная часть представляет типичный остепненный ландшафт с распаханными черноземными почвами, которые сформировались на глинах плиоценового возраста. Исключением являются террасовые боры долины Волги и Камы. В бассейнах рек Черемшан и Сульча на сложном литологическом субстрате произрастают широколиственные леса, представляющие коренную ассоциацию древесной растительности реликтового характера. На древность степного ландшафта Низменного Заволжья (Закамья) указывают специальные исследования казанских почвоведов, которые, доказывая древность черноземных почв под земляными валами Булгарских городищ (VIII–XIV вв. н.э.), отмечают: "... почвенный покров черноземного типа на изучаемой территории сформировался задолго до булгарского времени" (Маданов и др., 1967, с. 79). Распаханность степных черноземных почв в пределах закамских территорий (до долины р.Шешма на востоке) достигает 70–80%. В возрастном отношении ландшафтная структура Низменного Заволжья значительно моложе ландшафтной структуры Приволжской возвышенности, поскольку литологическая основа сформирована в плейстоцене.

ЛАНДШАФТНАЯ МОРФОСТРУКТУРА ВЫСОКОГО ЗАВОЛЖЬЯ

Третья меридиональная полоса морфоструктурного рельефа в пределах Волго-Камского региона представлена Вятско-Камским плато и Бугульминско-Белебеевской возвышенностью. Для Вятско-Камского плато характерен наклон топографической поверхности с севера на юг к долине Камы, который обусловлен главным образом тектоническим поднятием северной части плато (Вятские дислокации). Территория, сложенная преимущественно глинистыми отложениями татарского яруса с прослоями карбонатных пород, зачастую бронирующих водораздельные поверхности, характеризуется развитием серых лесных почв с произрастающими на них смешанными лесами (елово-пихтовыми, сосновыми, дубово-широколиственными). Достаточно плодородные почвы обусловили интенсивную колонизацию этой территории с уничтожением коренной древесной растительности и с повсеместной распашкой склоновых земель, что вызвало пробуждение линейной и плоскостной водной эрозии. В настоящее время многие районы Вятско-Камской возвышенности по густоте овражной сети не уступают овражнопораженным землям Приволжской возвышенности (Географическая характеристика..., 1972). Сравнительно однородное литологическое строение Вятско-Камского плато в пределах Татарской АССР является, на наш взгляд, причиной отсутствия здесь ярусности или ступенчатости рельефа, столь характерной для Бугульминско-Белебеевской возвышенности. Ландшафтная структура Вятско-Камского плато является более древней, чем ландшафтная структура Низменного Заволжья, и несет в себе реликтовые плиоценовые черты с наличием элементов широколиственных пород (Ятайкин, Шаландина, 1975).

Бугульминско-Белебеевское плато с абсолютными отметками до 370 м характеризуется структурной ярусностью рельефа, обусловленной чередованием стойких пластов известняков и песчаников с глинами и мергелями верхней перми. Водораздельные поверхности отличаются широким распространением щебнистого элювия и слабым развитием четвертичных суглинков, что определяет угнетенность древостоев, представленных дубом низкого бонитета, березой и осиной. На каменистых склонах южной экспозиции еще С.И. Коржинским (1888) были выделены ассоциации каменистой и ковыльной степи.

Степные ассоциации, особенно луговой степи, распространены в асимметричных долинах рек, что обусловлено развитием здесь черноземных почв на песчано-глинистом субстрате. Лесостепной ландшафт Бугульминско-Белебеевской возвышенности явно древен, влияние четвертичного оледенения практически не сказалось на нем. Размещение лесных и лугово-степных ассоциаций строго подчинено эрозионному расчленению рельефа. Леса занимают в основном высокие водораздельные поверхности и приводораздельные склоны. Долинные черноземные почвы распаханы. Четко выражен долинный тип расселения.

814

Проведенный анализ взаимосвязи рельефа с растительным покровом свидетельствует, что дифференцированная геоморфологическая обстановка четко отразилась на ареалах распространения лесной и степной растительности. Имели значение также палеогеографические события плейстоцена с формированием четвертичных отложений флювиально-гляциального генезиса, которые языками внедрялись по низменным морфоструктурам, расчленяя возвышенности с реликтовым растительным покровом.

АНТРОПОГЕННЫЕ МОДИФИКАЦИИ ЛЕСНОГО И ЛЕСОСТЕПНОГО ЛАНДШАФТА

В пределах Волго-Камского края отчетливо выражены антропогенные модификации лесного и лесостепного ландшафта (Ступишин, Бойко, 1978). Уже с эпохи палеолита придолинные ландшафты подверглись воздействию человека, которое заметно усилилось в неолите и еще больше в бронзовом и железном веках, когда человек стал заниматься земледелием и начал осваивать сначала степные, а затем и лесные земли. Значительно возрос антропогенный пресс в центральной части Волго-Камского бассейна (VIII–XIV вв.), и особенно после присоединения Казанского ханства к Московскому государству (XVI в.).

Плодородные почвы – черноземные, а также серые лесные – освобождались от естественной растительности и распахивались.

Геоботанические карты, содержащие изображение восстановленного растительного покрова (Кузнецов, 1928; Геоботаническая карта, 1954), свидетельствуют, что в доагрикультурное время на юге Предволжья, а также в Закамье обширные лесные массивы чередовались с луговыми степями. Северные области Волго-Камского края (север Предволжья, Предкамье) были покрыты лесом. Детальное исследование динамики сведения лесов и хозяйственного освоения территории может быть осуществлено практически лишь за последние два столетия, т.е. со времени Генерального межевания, когда в России впервые стали составляться крупномасштабные планы и карты внутренних губерний. Специальный анализ картографических источников, взятых на территории Татарской АССР, показал, что только за последние 170 лет лесистость Татарии уменьшилась более чем в три раза (Бойко, 1976). О динамике измерения лесистости территории Татарской АССР и ее основных природных районов – Предволжья, Предкамья и Закамья – дает представление таблица, данные которой получены в результате измерения лесных площадей по составленным нами картам лесов Татарии 1800, 1870, 1935 и 1978 гг.

Агрикультурная деятельность человека привела не только к уничтожению лесов и луговых степей и распашке почвенного покрова, но вызвала резкое оживление плоскостной и линейной водной эрозии на склоновых поверхностях, сложенных легко размываемыми покровными суглинками. По образному выражению акад. И.П.Герасимо-

Таблица

Изменение лесистости Татарской АССР (в %)

Регион	Год			
	1800	1870	1935	1968
Предволжье Заволжье	33,0	14,9	15,2	10,5
Предкамье	58,9	37,4	21,6	17,8
Закамье	47,3	32,0	22,2	18,0
ТАССР	49,0	31,4	21,2	16,0

ва, человек обусловил "расстройство поверхностного стока". Интенсивное развитие ускоренной (антропогенной) овражной эрозии на приводораздельных склонах рельефа, а также в пределах долинно-балочных систем вызвало появление своеобразного "бедленда" с исключительно густой овражной сетью: в Предволжье – 1,2 км/км^2, в Предкамье – 0,8–0,9 км/км^2. Сопоставление исторических и современной карт лесов Татарии с картой густоты эрозионного расчленения, составленной Г.А.Аверьяновой и Г.Н.Петровым (1961), показывает, что районы максимального овражного расчленения приурочены именно к тем площадям, где были уничтожены леса и распаханы склоновые земли в течение последних столетий.

Многовековая агрикультурная деятельность человека вызвала нарушение динамического равновесия структуры лесного и лесостепного ландшафтов и обусловила нежелательные процессы, которые привели к появлению антропогенных модификаций природных ландшафтов при чрезмерной распаханности земель до 70–80%.

Антропогенные модификации ландшафтов, возникшие в лесной и лесостепной зонах Волжско-Камского края, отличаются между собой региональными ландшафтными особенностями. Для Предволжья четко выделяются следующие антропогенные модификации ландшафтов: 1) лесного ландшафта с интенсивным развитием ускоренной овражной и плоскостной эрозии, обусловленной чрезмерным уничтожением лесного покрова и распашкой серых лесных почв, сформировавшихся на глинах татарского яруса; 2) степного ландшафта ("Буинские степи" с почти полным уничтожением травяного покрова, с максимальной распаханностью черноземных почв на юрских глинах, со слабым проявлением овражной и плоскостной эрозии; 3) лесного ландшафта с малой распаханностью песчаных почв на палеогеновых отложениях; 4) степного ландшафта с максимальной распаханностью черноземных почв на карбонатном субстрате мелового возраста.

814

Для Низменного Заволжья типичными являются антропогенные модификации: 1) лесного ландшафта на террасовых песчаных отложениях с широким использованием территории для развития пригородного хозяйства и сформировавшейся здесь рекреационной зоной; 2) степного ландшафта с широкой распаханностью черноземных почв, сформировавшихся в основном на глинистом субстрате плиоценового возраста, а восточнее – на глинистых отложениях татарского яруса.

Для Высокого Заволжья характерны антропогенные модификации: 1) лесного ландшафта с интенсивным развитием овражной и плоскостной эрозии, вызванной уничтожением лесного покрова и распашкой серых лесных почв склоновых земель, сформировавшихся на глинах татарского яруса (Вятско-Камская возвышенность); 2) типично лесостепного ландшафта со слабым проявлением плоскостной и овражной эрозии, с распаханностью долинных черноземов и со значительной сохранностью лесного покрова на водораздельных поверхностях (Бугульминско-Белебеевское плато).

ЛИТЕРАТУРА

Аверьянова Г.А., Петров Г.Н. Плотность гидрографической сети Среднего Поволжья. – Изв. Казан. фил. АН СССР. Сер. энергетики и водного хозяйства, 1961, вып. 2.

Бойко Ф.Ф. Изменение лесистости Татарской АССР в результате воздействия человека. – В кн.: Проблемы отраслевой и комплексной географии (к XXIII Междунар. геогр. конгрессу. Москва, июль-август, 1976). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976.

Геоботаническая карта СССР, масштаб 1:4 000 000/Под ред. Е.М.Лавренко, В.Б.Сочавы. М.: ГУГК, 1954.

Географическая характеристика административных районов Татарской АССР/ Под ред. С.Г.Батыева, А.В.Ступишина. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1972.

Коржинский С.И. Северная граница черноземно-степной области восточной полосы Европейской России в ботанико-географическом и почвенном отношении. – Тр. О-ва естествоиспыт. при Казан. ун-те, 1888, т. 18, вып. 5.

Кузнецов Н.И. Геоботаническая карта европейской части СССР в масштабе 1:1.50.000: (краткая пояснительная записка). Л., 1928.

Маданов П.В., Войкин Л.М., Тюрменко А.Н., Маданов В.П. Вопросы палеопочвоведения и эволюции почв Русской равнины в голоцене. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1967.

Ступишин А.В., Бойко Ф.Ф. Антропогенные модификации лесного и лесостепного эрозионно-равнинного ландшафта в пределах Волго-Камского края. – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека: Тез. докл. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978. Ч. II.

Ятайкин Л.М., Шаландина В.Т. История растительного покрова в районе Нижней Камы с третичного времени до современности. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1975.

814

В. П. ЧИЧАГОВ

АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ЦЕНТРАЛЬНО- И ОКРАИННОКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Создание и развитие антропогенного рельефа нарушает связи природных компонентов, лежит в основе создания культурного ландшафта и вызывает необходимость оптимизации. Появление антропогенных геоморфологических образований в то же время кардинально не нарушает ход естественных природных процессов. Формирование антропогенного рельефа происходит по законам, присущим последним, в органической взаимосвязи с развитием других природных компонентов.

Научные основы географического анализа окружающей среды и измененного человеком или антропогенного рельефа суши, как арены формирования среды, заложены трудами русских и советских ученых А.И.Воейкова (1963), В.В.Докучаева (1951), С.С.Неуструева (1949), Б.Б.Полынова (1946).

Анализ результатов их исследований и наши наблюдения показывают, что антропогенные формы рельефа – довольно противоречивые образования. Само их появление невозможно без нарушения связей между природными компонентами и геосистемами. В то же время их дальнейшее развитие протекает по естественным природным законам. С другой стороны, антропогенный рельеф обусловливает необратимые изменения природной среды и, казалось бы, должен отличаться устойчивостью. Но во многих случаях он весьма неустойчив. Даже менее устойчив, чем родственные ему естественные геоморфологические образования. Наконец, создаваемые человеком формы рельефа имеют типично поверхностное или скульптурное происхождение. А в своем дальнейшем развитии они порой могут отразиться даже на поверхностном проявлении некоторых глубинных эндогенных процессов.

Затронутые вопросы и представляют предмет предлагаемой статьи. Ниже приводятся результаты геоморфологических наблюдений автора над результатами геоморфологических последствий хозяйственной деятельности человека, протекающей на территориях двух центральноконтинентальных и двух окраинноконтинентальных геоморфологических областей: Центральноевропейской и Центральноазиатской и Корейской и Индокитайской. Поскольку антропогенный рельеф – результат направленной длительной хозяйственной деятельности человеческого общества, он по-разному формировался во внутриконтинентальных и окраинноконтинентальных условиях.

АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ЦЕНТРАЛЬНОКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Антропогенный рельеф на территориях перечисленных геоморфологических областей формировался по разным путям и на неодинаковой геоморфологической основе.

Центральноконтинентальные геоморфологические области Евразии

совпадают с соответствующими им древними ядрами континентов или областями наиболее древнего внутриконтинентального рельефообразования. Так, рельеф Центральноевропейской геоморфологической области формировался в пределах своеобразного "древнего темени" Европы, которым является Чешско-Моравский массив. Центральноазиатская область имеет в своей основе "древнее темя" Азии в несколько более широком понимании, чем было то, что предложено В.А.Обручевым. Эта весьма специфическая в геоморфологическом отношении область – один из центров древнего рельефообразования Азии. Характерными структурными особенностями этих областей являются наибольшие мощности земной коры (40–50 км) и пограничное их положение на стыке крупных литосферных плит. Наиболее яркое морфологическое и морфоструктурное следствие контакта Средиземноморской и Европейской плит – создание Альп, к северу от которых расположен Чешско-Моравский массив. Морфоструктурным аналогом Альп в Азии можно считать Гималаи, формирующиеся на стыке Индийской и Азиатской плит. Основные горные сооружения Центральноазиатской геоморфологической области развиваются вдоль границ литосферных плит второго порядка. По данным некоторых исследователей заложение и развитие эпиплатформенных морфоструктур Гобийского Тянь-Шаня и Гобийского Алтая могут быть объяснены своеобразными отголосками поддвигания Индийской плиты под Азиатскую. Эти данные были нами рассмотрены ранее (Чичагов, 1977).

По напряженности сейсмотектонических процессов и молодой вулканической деятельности Центральноевропейская область уступает Центральноазиатской. Последняя характеризуется интенсивным и почти непрерывным проявлением вулканизма в геологическом масштабе времени, начиная с олигоцен – миоцена (а может быть и с верхнего мела?) до современности и мощными (до 9 баллов) землетрясениями. Последнее из них Гоби-Алтайское землетрясение 1957 г. сопровождалось значительными геоморфологическими изменениями.

Центральноевропейской области присущ более спокойный сейсмотектонический режим и меньшее проявление молодого вулканизма.

Рассматриваемые области древнего рельефообразования расположены в различных природных условиях. Центральноевропейская – преимущественно в лесной и лесо-степной зонах, Центральноазиатская – в горно-таежной, лесостепной, степной, полупустынной и пустынной. Эти различия определяют и неодинаковый набор преобладающих в пределах геоморфологических областей рельефообразующих процессов. Для Центральноевропейской области характерны эрозионные, разнообразные склоновые и в меньшей мере перигляциальные процессы. В Центральноазиатской области широким распространением пользуются эоловые процессы, преимущественно дефляционные при подчиненном значении эоловой аккумуляции. Здесь также широко развит комплекс эрозионных, в меньшей мере склоновых и перигляциальных процессов.

Общие для рассматриваемых областей процессы протекают в их пределах существенно различно. Например, поверхностный или делювиальный смыв в понимании А.П.Павлова в Центральной Европе в естественных условиях имеет локальное распространение, а в Центральной Азии широко распространен на обширных территориях лесостепных, степных и полупустынных пространств. Дефляция в европейской природной обстановке имеет чрезвычайно ограниченное распространение, тогда как в Центральноазиатской – является едва ли не основным рельефообразующим процессом. Эоловый матриал, вынесенный отсюда ветром, слагает обширные пространства лёссовой провинции Китая.

Сочетания одинаковых рельефообразующих процессов в сравниваемых областях приводят к неодинаковому геоморфологическому результату. Так, деятельность поверхностных вод – линейная эрозия крупных рек, их притоков и поверхностный смыв в центральноазиатских условиях прекрасно подготавливает хорошо сортированный рыхлый мелкозем к последующей интенсивной дефляции. Ничего подобного в Центральноевропейской области не наблюдается. Можно привести ряд аналогичных примеров, иллюстрирующих бóльшую потенциальную подвижность рыхлых отложений разного генезиса в транспортировке ветром.

Особенности антропогенного рельефообразования Центральноевропейской геоморфологической области

Центральноевропейская геоморфологическая область характеризуется длительным антропогенным воздействием на современный рельеф. Интенсивность хозяйственной деятельности человека значительно возрастала на протяжении последних трех–пяти веков и достигла наибольших величин в настоящее время. Антропогенное воздействие здесь выражено схематическим рядом следующих мероприятий: сведением лесов (вырубка и пожары), зарегулированием стока рек путем создания искусственных водохранилищ, распашкой все бóльших площадей земель, интенсификацией подземных и открытых горных работ, бурным развитием сельскохозяйственного производства, различным типом строительства и промышленности. Основные изменения современного рельефа Центральноевропейской геоморфологической области были связаны с уничтожением первичной растительности, обмелением рек и падением уровня грунтовых вод, со значительной распаханностью равнинных территорий, прокладкой густой сети дорог и постройкой многочисленных населенных пунктов. В результате этого почти полностью был изменен первичный микрорельеф равнин разного генезиса, денудационных и аккумулятивных, произошла частичная перестройка первичного эрозионно–аккумулятивного рельефа речных долин и озерных впадин, в меньшей мере переработан рельеф предгорий и горных склонов, минимально изменен рельеф горных территорий. Начиная со средних веков развивалась промышленность, требовавшая все больше и больше топлива. На ранних этапах промышленного освоения исполь-

зовался лес. После его сведения пришло время добычи бурого и каменного угля, гидроэлектроэнергии. На глазах человека создавался не свойственный природе антропогенный рельеф, представленный специфическими конусами терриконов, участками холмистого и равнинного рельефа отвалов горных выработок, разнообразных карьеров и выемок, искусственных каналов и чаш водохранилищ и т.п. Со временем эти образования стали занимать значительные площади, уменьшая фонд пахотных земель. К тому же они совершенно не использовались человеком. Их внешний вид контрастировал с морфологией первичного рельефа, нарушая привычный среднеевропейский пейзаж. Промышленные отходы загрязняли атмосферу, реки и водоемы. Описанные изменения облика рельефа происходили в сжатые сроки. Не меньшие, а порой более значительные изменения претерпел рельеф территорий строительства больших городов. Наши наблюдения в долинах крупных рек: Рейна в районе Базеля, Шпрее в районе Берлина, Эльбы в районе Магдебурга, Дуная в районе Братиславы и др. показали, что первичный эрозионно-аккумулятивный рельеф здесь не сохраняется. На его базе создан специфический комплекс техногенного аграрно-индустриального рельефа, который характеризуется сочетанием искусственного выравнивания рельефа пологих склонов и равнин с образованием искусственных выемок дорожных магистралей и разнообразных карьеров, а также промышленных котлованов. Сток большинства центральноевропейских рек был зарегулирован в результате сооружения каскада водохранилищ, в плотинах которых были построены ГЭС. Скорости течения рек изменились, эрозионная деятельность в их руслах ослабела. Из-за этого многие реки перестали быть транспортными магистралями.

Наибольшие изменения первичного рельефа в Центральноевропейской области наблюдаются там, где формируются крупные территориально-производственные комплексы больших городов одновременно с развитием горнодобывающей промышленности. Яркие примеры такого типа наблюдаются в районах городов Лейпциг (ГДР) и Острава (ЧССР). В результате эксплуатации Лейпцигского буроугольного бассейна рельеф территории, расположенной к югу от Лейпцига, испытал поразительную трансформацию. По мере плановой отработки угленосных площадей открытым способом создавались обширные искусственные впадины – карьеры. С годами они перемещались все дальше к югу от города. По мере отработки месторождения большинство карьеров заполнялось пустой породой из надугольных горизонтов. Поверхность заполненных карьеров выравнивалась, покрывалась толщей искусственного плодородного почвенного покрова и вовлекалась в сферу сельскохозяйственного использования. Уже через год после проведенной рекультивации урожаи зерновых здесь, на антропогенной равнине, превысили прежние. Некоторые карьеры, расположенные в местах выхода чистых грунтовых и артезианских вод, были сохранены и заполнены водой. Вдоль их берегов были насыпаны искуственные песчаные пляжи. Так были созданы очаги зон отдыха.

Иное положение сложилось с антропогенным рельефом горнопромышленного района г. Острава. Здесь наряду с обширными открытыми выработками угольные месторождения разрабатывались преимущественно шахтным способом. Огромное количество извлеченного с разных горизонтов угля вызвало значительное опускание в районе угольного месторождения и привело к образованию обширных озер и болот. Качество воды здесь не позволило создать зон отдыха, хотя работы по улучшению искусственной природной среды здесь интенсивно ведутся. Значительные площади полезных земель в районе Остравы заняты терриконами и холмистым рельефом отвалов. Использовать их довольно трудно, но возможно, судя по интересному прогрессивному опыту рекультивации аналогичных форм Центральной Чехии. Здесь в традиционных районах угледобычи разработан и претворен в жизнь план рациональной переработки первичного холмистого антропогенного рельефа в равнинный и террасированный с последующим использованием его после рекультивации под садоводство и зоны отдыха.

Выше мы рассмотрели примеры непосредственного воздействия деятельности человека на первичный рельеф и создание антропогенного рельефа. Последний может создаваться и косвенным путем. Существуют примеры сложного опосредованного влияния антропогенной деятельности на развитие горного рельефа через изменение рельефообразующих процессов.

Чрезвычайно интересным вопросом антропогенной переработки современного рельефа является создание искусственных водохранилищ в горах Центральной Европы. В Швейцарии и Чехословакии нам удалось наблюдать серию глубоких крутосклонных ванн водохранилищ, созданных в пределах участков долин рек, испытывающих интенсивный глубинный врез. Последнее обстоятельство свидетельствует в пользу того, что использованный под водохранилище участок речной долины испытывает энергичное поднятие, т.е. находится в неравновесном состоянии. После создания водохранилища в его пределах резко увеличиваются нагрузки, которые неизбежно рано или поздно приведут к накапливанию напряжений в поверхностном слое земной коры. Трудно сказать каким путем произойдет разрядка этих напряжений. Наиболее опасным из них может быть возникновение искусственного землетрясения, которое в условиях резко расчлененного рельефа может активизировать снежные лавины, горные обвалы, селевые потоки, камнепады и т.д. и т.п.

Горный рельеф Центральной Европы испытывает и другие антропогенные нагрузки, приводящие к созданию сглаженного антропогенного микрорельефа горных склонов и их подножий. Нами обследован ряд районов развития горнолыжного спорта в Доломитовых Альпах, Рудных горах, Бескидах, Высоких и Низких Татрах и др. горных сооружениях. В результате многолетней эксплуатации склонов они лишаются первичного холмистого и грядового микрорельефа, покрывающая их растительность угнетается и местами уничтожается, щебнистый покров с их поверхности удаляется. Склоны такого типа

становятся неустойчивыми к размыву талыми и дождевыми водами, испытывают мелкое расчленение и нуждаются в восстановлении чехла рыхлых отложений и присущей им травянистой растительности.

Еще меньшие, казалось бы незначительные, антропогенные нагрузки испытывает сильно расчлененный горный рельеф вдоль пешеходных троп. Однако наши наблюдения, сделанные в период снеготаяния и концентрированного ливневого выпадения осадков, говорят о том, что в горнотаежных условиях антропогенные перегрузки на туристских тропах не так уж безобидны. Вдоль них закладываются эрозионные рытвины и борозды, они являются причиной возникновения оплывин и оползней, причиной нарушения естественной устойчивости склонов.

Особенности антропогенного рельефообразования Центральноазиатской области

Центральноазиатская геоморфологическая область характеризуется иным типом воздействия человека на рельеф. Территория Монголии издавна, на протяжении последних двух-трех тысячелетий испытывала постоянное, весьма значительное воздействие выпаса огромного количества диких и домашних копытных животных. За последние 60 лет бурное развитие здесь испытал автомобильный транспорт. Большинство дорог являются грунтовыми. Их сеть покрывает всю страну, за исключением отдельных районов Прихубсугулья, Хангайской и Хэнтэйской горных стран. За прошедшее десятилетие грунтовые дороги превратились в широкие – местами в 200–500-метровые – полосы, в пределах которых полностью уничтожена растительность, существенно деформирован почвенный покров, развита сеть эрозионных рытвин, промоин и оврагов. Все грунтовые пути, будь то овечья тропка или широкая автомагистраль, обнажают поверхность коренных пород, а нагрузки от прогона скота и транспорта измельчают подстилающую породу, подготавливая ее для дальнейшей транспортировки водой и ветром. Другим мощным инструментом подготовки речных и озерных песчаных и илистых пород к денудации является осушка пойм рек и озер в межень. Главным фактором денудации Центральноазиатской геоморфологической области является дефляция. В.А.Обручев и другие русские исследователи Центральной Азии неоднократно отмечали во время своих путешествий пыльные бури и ураганы в этих районах. Можно без преувеличения считать, что территория Монголии и смежных с ней провинций Китая явилась базой для создания мощных лёссовых толщ обширных территорий Китая. Данные Ю.В.Крылкова (1968) показали поразительное сходство минералогического и гранулометрического состава лёссовидных суглинков Монголии и типичных лёссовых отложений Ордосса. Деятельность ветра на территории рассматриваемой области проявляется во все сезоны года и отличается значительной интенсивностью.

Антропогенный рельеф на значительных площадях горнолесной и лесостепной зон области формируется в результате вмешательства

814

человека в ход эрозионных процессов. Как уже говорилось выше, первичные эрозионные формы закладываются вдоль грунтовых дорог. Еще более значительный эффект в этом отношении проявляется при прокладке глубоких траншей или распашки полей по падению склонов. В период концентрированного выпадения осадков за несколько часов ливня могут образоваться глубокие (до нескольких метров) крутосклонные овраги, уничтожив значительное количество пахотных земель. Линейная и плоскостная эрозия здесь чрезвычайно интенсивны. Для активизации этих процессов в лесной и лесостепной зонах достаточно лишь незначительного нарушения растительного покрова или его частичного удаления. В этих условиях применять тяжелую технику приходится с большой осторожностью. На различных горнодобывающих предприятиях сводятся значительные пространства леса и оголяется большая площадь открытого грунта. Если вовремя не принять мер по защите последнего от размыва, то ландшафт в окрестностях строительства может превратиться в типичный "бэдленд".

Своеобразный антропогенный рельеф приобретают территории, осваиваемые под ирригацию. Это обычно широкие и плоские субаэральные дельты притоков рек, приуроченные к расширениям долин основных рек. В пределах этих плоских конусов выноса русла естественных рек блуждают. Человек умело использует эту многорусловую ситуацию: спрямляет отдельные участки русел, углубляет их и связывает друг с другом поперечными каналами. В результате образуется сеть каналов, покрывающих сеткой поверхность сухой дельты. В последние годы на территории рассматриваемой области в пределах МНР в засушливых районах степной и полупустынной зон практикуется прокладка ирригационных каналов. Как правило, они имеют незначительные геоморфологические последствия, которые выражаются в переработке их берегов в полосе шириной в несколько метров. Значительно бóльшие геоморфологические последствия можно ожидать при сооружении крупных оросительных систем. Один из таких проектов предполагает переброску части вод из большой излучины Керýлена на юг страны.

В связи с ростом крупных промышленных предприятий рельеф области испытывает необратимые последствия в результате сооружения крупных карьеров, котлованов и выемок, при проведении сети дренажных работ и т.п. В районе новых промышленных центров, таких, как города Дархан, Чойбалсан, Эрдэнэт и др., в течение 5–10 лет почти нацело уничтожен первичный микрорельеф и значительно изменен мезорельеф. Поверхность речных террас и склонов значительно выровнена и выположена, расчленена выемками грунтовых дорог и карьерами.

Еще бóльшие изменения претерпели территории аймачных центров и особенно столицы Монголии гор. Улан-Батор. С годами все труднее и труднее на территории Улан-Батора различить переход одной террасы р.Тола в другую. Поверхность низких террас здесь полностью застроена и лишена каких-либо первичных геоморфологических черт. Наиболее высокие древние террасы сохранились лучше в силу

своего высотного положения: они возвышаются над урезом Толы на 80,120 и 200 м. Однако рельеф и слагающие их отложения также значительно изменены в процессе промышленного и гражданского строительства.

На протяжении последних десятилетий антропогенная переработка рельефа в пределах рассматриваемой территории все больше увеличивается. Если раньше она была приурочена в основном к территории крупных населенных пунктов, то теперь уже выходит за их пределы, распространяется на значительные площади госхозов – крупных сельскохозяйственных производств, использующих разнообразную сельскохозяйственную и промышленную технику. В процессе распашки и обработки пахотных земель на территориях госхозов первичный микрорельеф равнин и пологих склонов разного генезиса заменяется почти горизонтальными или слабо наклонными поверхностями, удобными для применения техники. Строение рыхлых отложений также существенно меняется. Энергичная деятельность ветра приводит к удалению части мелкозема, естественное распределение гравийно-щебнистых и супесчаных отложений в разрезах нарушается в результате их перемешивания, вся пахотная толща становится значительно рыхлее, что, как было указано выше, представляет опасность в отношении возможной дефляции и размыва.

АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ ОКРАИННОКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Антропогенный рельеф окраинноконтинентальных областей формировался в условиях длительного и сложного взаимодействия процессов континентального и океанического развития морфоструктур. Рассматриваемые Корейская и Индокитайская геоморфологические области представляют собой своеобразные морфоструктуры барьерного типа, которые возникли и развивались в условиях сложного наложения процессов переработки структур восточной окраины Китайской платформы структурами Тихоокеанского складчатого пояса. Несмотря на то, что Корейский и Индокитайский полуострова имеют разную историю развития и отличаются по геологическому строению, они характеризуются некоторой морфоструктурной общностью. Прежде всего, очертания их западных и северо-западных побережий имеют вид кривой, напоминающей латинскую букву "S". Именно вдоль этих побережий расположены области наибольших неотектонических поднятий и наиболее сейсмоактивная зона. Рассматриваемые полуострова отделяются в своих северных и северо-восточных частях от континента также областями молодых интенсивных поднятий. Общее строение рельефа полуостровов асимметричное. Их восточные склоны крутые и короткие, противоположные – длинные и пологие. Впадины, примыкающие к восточным склонам полуостровов, Японского и Южно-Китайского морей имеют океаническое происхождение. Характер перехода морфоструктур полуостровов к океаническим морским впадинам имеет характер сложно построенных крупных флексур. Накапливается

814

все больше материала, говорящего в пользу того, что эти флексуры сформировались в результате процессов поддвигания литосферных океанических плит под континент. О значительной неравновесности земной коры в зоне перехода Корейского и Индокитайского полуостровов к океаническим впадинам Японского и Южно-Китайского морей говорит повышенная сейсмическая активность. Впадины морей, омывающих полуострова с запада и юго-запада, имеют континентальный генезис. Они характеризуются небольшими глубинами. В пределах их днищ развит континентальный – эрозионно-аккумулятивный и эоловый рельеф. Корейским ученым удалось проследить затопленное Желтым морем русло р. Амноккан от ее современного устья на севере до района о.Чечжудо на юге. На составленной ими карте хорошо видна сеть притоков р.Амноккан, тесно связанная с современной речной сетью Корейского полуострова. Русла большинства основных рек западной части Корейского полуострова имеют продолжение в виде подводных долин, сливающихся с главной подводной долиной р.Амноккан. Таким образом, впадина Желтого моря имеет типичный континентальный генезис, характеризуется набором континентальных форм рельефа, являющихся продолжением существующих и развивающихся поныне эрозионных образований на территории полуострова. Рельеф дна моря был сформирован к нижнему плейстоцену в пределах окраины континента, после чего был затоплен морем. Мелководный рельеф характерен для южной, юго-западной и западной окраин Индокитайского полуострова. Генезис рельефа дна Южно-Китайского моря здесь так же, как и во впадине Желтого моря, континентальный. Приблизительно в одно и то же время, в течение нижнеплейстоценовой эпохи этот континентальный рельеф, включавший Индокитай, Малайский полуостров, острова Суматра и Целебес и др., был затоплен морем.

Барьерные морфоструктуры Корейского и Индокитайского островов сформировались в условиях сложного взаимодействия океанических плит с окраинными частями Азиатской плиты. Как уже говорилось, между Корейской и Индокитайской полуостровными морфоструктурами существуют отличия. Главным из них является присутствие элементов альпийской складчатости в пределах Индокитайского полуострова. Именно здесь, на юго-восточной окраине Евразии выклинивается трансконтинентальный Альпийско-Гималайский орогенный пояс. Его юго-восточное окончание как бы обрубается здесь наложенными структурами Тихоокеанского пояса, наиболее активные из которых выражены в виде своеобразной флексуры восточного материкового склона. В строении рельефа Корейского и Индокитайского полуостровов значительную роль играют разрывные нарушения разного возраста и генезиса. Они густой сетью покрывают территории полуостровов, превращая их в сложную мозаику больших и малых тектонических блоков. Это мозаичное блоковое строение является характерным показателем сложного наложения более молодых тихоокеанских структур на образования древнего структурного плана.

В морфоструктурах рассматриваемых полуостровов достаточно четко видны элементы устойчивых более древних морфоструктур и мобильных наложенных молодых. К числу последних относятся узкие линейные шовные зоны, имеющие, судя по ряду данных, рифтогенный характер. Прекрасными примерами этих образований могут служить рифтовая морфоструктура долины Имжчинчхан, рассекающей по диагонали с северо-востока на юго-запад центральную часть Корейского полуострова, и долина р.Красной – сложно построенный рифтогенный грабен, сформировавшийся на контакте Южно-Китайской платформы и области мезозойской складчатости. Характерным для морфоструктур полуостровов является и то, что многие зоны разломов продолжают развиваться по типу отмеченных выше рифтогенных впадин.

Большой геоморфологический интерес представляет анализ морфоструктур в зоне перехода крупных шовных зон полуостровов или рифтогенных грабенов во впадины прилегающих морей. Здесь формируются сложно построенные впадины, испытавшие длительное устойчивое прогибание начиная с олигоцен – миоцена. Результатом последнего явилось накопление мощных, достигающих 5–7 км толщ континентальных и морских осадков в дельтах рек Красная и Меконг. Помимо большого научного интереса, эти отложения имеют большое значение как коллекторы нефти, месторождения которой недавно обнаружены в пределах авандельты Меконга.

Долина р.Меконг представляет собой сложное морфоструктурное образование, в строении которого принимают участие впадины разного возраста и генезиса, чередующиеся с рядом локальных поднятий. Не исключено, что обширная шовная зона Меконга тесно связана в своем развитии с перестройками, происходившими в морфоструктурах дна Южно-Китайского моря.

Особенности антропогенного рельефообразования Корейской геоморфологической области

Антропогенный рельеф Корейской геоморфологической области характеризуется значительным разнообразием. Его появление относится к средним векам, когда начинает интенсивно развиваться рисосеяние и осуществляться гидротехническое строительство. Рисовые поля полностью видоизменили первичный рельеф поймы и низких террас всех крупных и малых рек средней и южной части полуострова. В настоящее время под рисовые поля осваиваются обширные территории низких прибрежных солончаков побережья Желтого моря. В результате этих работ на обширных площадях западного побережья КНДР планируется создать 1 млн га искусственных осушенных равнин.

В результате хозяйственной деятельности по эксплуатации месторождений полезных ископаемых здесь создаются искусственные острова из отработанной породы. С годами, после отработки месторождений, остров перестанет расти, его поверхность подвергнется рекультивации и будет использована в сельском хозяйстве.

После освоения равнинных территорий долин рек и побережий под рисопосадки началось изыскание новых резервов для сельскохозяйственных угодий. В настоящее время по всей стране происходит интенсивное освоение горных склонов путем их террасирования. В ближайшие десятилетия первичный рельеф большинства склонов на территории низко- и среднегорного рельефа и холмов центральной и южной частей КНДР должен быть заменен антропогенным террасовым рельефом.

Большим развитием здесь пользуются искусственные водохранилища, чаши которых обычно удачно выбраны с учетом геоморфологических и гидрогеологических условий. Наши наблюдения показывают, что переработка берегов осмотренных нами водохранилищ, чрезвычайно невелика, так как хорошо организованы охрана растительности и защита берегов. Сток основных рек страны в настоящее время полностью зарегулирован путем создания комплекса ирригационных систем. В 1979 г. общая протяженность каналов в пределах систем в КНДР превысила 40 тыс. км, общее количество водохранилищ насчитывается около 1600, больших и малых насосных станций – более 16 тыс. Эти цифры говорят о значительной роли искусственных впадин антропогенного происхождения – ванн водохранилищ и искусственных рек – каналов в современном рельефе КНДР.

Крупные реки КНДР характеризуются обширными долинами, в строении которых принимают участие расширения, соответствующие тектоническим впадинам, и разделяющие их сужения в районах поднятий. Рельеф некоторых долин крупных рек в ближайшие годы будет значительно изменен. В качестве примера можно привести план преобразования природы в бассейне главной реки КНДР – р.Тэдонган, на которой расположена столица КНДР г.Пхеньян. Учеными КНДР разработан комплексный план гидротехнических мероприятий в бассейне этой реки.

Прежде всего, с учетом особенностей структуры руслового потока реки, в ее русле производится большой объем дноуглубительных работ.

В устье Тэдонгана построена опытная приливно-отливная электростанция, после анализа опыта работы которой здесь будет создана аналогичная промышленная станция. Ее дамба перегородит русло Тэдонгана, исключит тем самым возможность проникновения соленых морских вод вверх по реке и преградит сброс пресных речных вод в Желтое море. Выше по течению предполагается соорудить каскад плотин и соответствующих им ГЭС, а верховье Тэдонгана соединить каналом и тоннелем с верховьем р.Йонгхуанган, впадающей в Японское море. В результате в долине Тэдонгана образуется серия обширных водохранилищ. Часть воды из верховий реки будет перебрасываться по каналу и тоннелю на побережья Японского моря, где не хватает влаги для производства риса. В этом районе расположены крупные промышленные энергоемкие предприятия в городах Хамхын, Хыннам, Вонсан и др., которые нуждаются в пресной воде. Строительство ГЭС в бассейне Тэдонгана обеспечит потребность восточ-

ного побережья страны и в электроэнергии. Поскольку крупнейшие ГЭС и ТЭЦ КНДР объединены единым энергетическим кольцом, то энергия новых станций может быть использована Пхеньянским промышленным районом, крупнейшим в стране металлургическим сталелитейным комплексом г.Кансон, различными промышленными предприятиями и сельскохозяйственными производствами других районов. В результате этих преобразований рельеф долин крупных рек существенно изменится: будет создан обширный комплекс антропогенных форм, к которым будут вынуждены приспособиться рельефообразующие процессы.

Со временем антропогенное рельефообразование затронет и выровненные поверхности водоразделов. Они издавна, на протяжении последних 8–10 вв., использовались для сооружения различных фортификационных сооружений: крепостей, сторожевых башен и постов. В настоящее время сравнительно ровные участки водоразделов интенсивно используются в сельском хозяйстве: под зерновые и картофель на севере, под фрукты – на юге.

Огромные необратимые изменения испытал рельеф больших и малых городов. Первичного рельефа в их пределах фактически не сохранилось. Анализ рельефа Пхеньяна показывает, что на территории города и соседней с ним горы Тэсонсан преобладают антропогенные формы рельефа. Кроме значительного, едва ли не повсеместного искусственного выравнивания рельефа в одних местах и создания искусственных котлованов и карьеров в других на территории города были проведены серьезные гидротехнические мероприятия, значительно изменившие гидрографическую сеть района. Так, в 1946 г. было изменено русло одного из правых притоков Тэдонгана – р.Потонган, воды которого затапливали несколько районов Пхеньяна. Чтобы избежать этого были сооружены дамбы и проложено новое искусственное русло в расположенном к западу от реки скальном массиве; в результате этого Потонган в настоящее время впадает в Тэдонган значительно ниже по течению. Нижнее течение реки было превращено в серию живописных прудов и зону отдыха [Чичагов, 1981]. Антропогенное преобразование рельефа в КНДР продолжается.

Особенности антропогенного рельефообразования Индокитайской геоморфологической области

Индокитайская геоморфологическая область характеризуется длительным и чрезвычайно интенсивным антропогенным воздействием. Наибольшие геоморфологические изменения произошли на протяжении последних тысячелетий в районах древнего освоения человеком обширных речных равнин: дельты Меконга и дельты р.Красная. Здесь преобладающее количество равнинных земель используется под рисосадки. Поэтому первичный рельеф пойм и низких террас этих крупных рек и их притоков не сохранился. Он искусственно выровнен и превращен в серию рисовых чеков – рисовых полей, распо-

ложенных в строгой последовательности одно ниже другого. Склоны гор в условиях тропиков и субтропиков здесь используются под посадки батата и маниока. Для этого они террасируются. В последние годы на территории Индокитая, преимущественно во Вьетнаме, значительные антропогенные изменения связаны с крупным промышленным строительством. Здесь создаются положительные и отрицательные антропогенные формы, присущие выше рассмотренным областям интенсивного хозяйственного освоения.

Чрезвычайно интересной особенностью тропического рельефообразования во Вьетнаме является устойчивость склонов гор и холмов. Все они покрыты сплошным мощным чехлом красноцветных и буроцветных образований, реже латеритов, которые защищают склоны от размыва. Основным рельефообразующим процессом здесь является водная эрозия и в меньшей мере так называемая тропическая солифлюкция, а точнее, медленное закрытое перемещение почвенно-грунтовых масс.

Антропогенные формы рельефа, как указывалось выше, в основном приурочены к великим равнинам дельт Красной и Меконга. На карте дельты Меконга прежде всего внимание привлекает сеть прямых линий, примыкающая с запада к одному из главных рукавов р.Бассак. Это сеть искусственных каналов, проложенных французскими колонизаторами для эксплуатации ценных лесных пород района. Будучи антропогенными образованиями, каналы превратились в довольно устойчивую гидрографическую сеть, связавшую Бассак с западным и южным побережьем п-ова Камау. Второстепенные каналы обмелели, но магистральные сохранились хорошо. Причиной этого является своеобразие приливо-отливной деятельности на южном и западном побережьях полуострова. На западном побережье прилив происходит один раз в сутки, на южном - два раза. В результате такой разницы приливно-отливные движения воды как бы очищают русла каналов от заиливания.

По данным вьетнамских ученых авандельта Меконга выдвигается в Южно-Китайское море с огромной скоростью - 1 км/год. Несомненно, что такая скорость является следствием значительных антропогенных изменений территории бассейна реки в Лаосе, Тайланде, Кампучии и Вьетнаме. Это явление главным образом, по-видимому, связано с большими разрушениями, произведенными на обширных рисовых полях Кампучии и сведением лесов на большей части дельты Меконга во Вьетнаме.

Характерной особенностью антропогенного рельефа более высоких равнин низовий Меконга является искусственное выравнивание поверхности для обширных плантаций каучуконоса - гевеи.

Среди антропогенных форм рельефа, распространенных в горах Вьетнама, отметим обвалы, оползни, оплывины и осыпи вдоль дорожных выемок в наиболее высоких горах Северо-Восточного, Северо-Западного, Центрального и Южного Вьетнама.

Наибольшие антропогенные изменения испытал рельеф городов Индокитайской геоморфологической области. В пределах столицы

Вьетнама г.Ханой неузнаваемо изменилась вся природная среда и прежде всего – рельеф. Город построен на серии низких террас р.Красная, что обусловило высокое стояние уровня грунтовых вод. В последние годы на территории города разбиты живописные парки с обширными озерами и прудами. Это новые антропогенные впадины. Рельеф останцов гор и холмов здесь также сильно изменен в результате сплошной застройки жилыми кварталами и промышленными предприятиями. В Ханое продолжается интенсивное строительство искусственных каналов и озерных ванн. В г.Хошимин также совершенствуется система транспортных каналов, создаются искусственные водоемы, реконструируются старые озера и пруды. Во многих городах центрального Вьетнама восстанавливается сеть каналов и водоемов, возникновение которой уходит в глубокую древность.

В рельефе Вьетнама находят отражение не только антропогенные формы, созданные созидательной деятельностью человека. Во многих районах здесь встречаются разрушительные последствия войн, выраженные в специфических формах воронок от авиабомб. Рельеф равнины р. Красная характеризуется "оспенным" ландшафтом – следами американских бомардировок. Многочисленные воронки от авиабомб имеют большую глубину и заняты теперь озерами. Их площадь велика. Рекультивации они практически не подлежат и в настоящее время нацело выведены из сферы хозяйственного использования. С большим трудом вьетнамский народ залечивает рельеф территорий прошлых крупных сражений. Так, равнины впадины Дьенбьенфу, в пределах которой были наголову разбиты французские колонизаторы, только сейчас, по прошествии более четверти века, полностью используются в сельском хозяйстве.

В целом, интенсивность антропогенной переработки рельефа в тропических условиях Вьетнама больше, чем в Корее, так как высокопродуктивные культуры этой страны (каучуконосы, кофе, чай, маслины, ананасы, бататы, маниок и многие другие) требуют постоянного воздействия на почву ручного труда и техники.

В последние годы на территории Вьетнама осуществляются большие промышленные и гражданские стройки. Заканчивается сооружение крупных ГЭС. Все это, безусловно, существенно отразится на преобразовании естественного рельефа в антропогенный.

Особенности антропогенного рельефа двух центрально– и двух окраинноконтинентальных областей Евразии позволяют прийти к некоторым выводам.

Неизмененных или первобытных, первичных форм рельефа, не испытавших воздействия деятельности человека, нигде практически не сохранилось.

Рельеф, слабо изменный хозяйственной деятельностью человека, представлен небольшими горными участками, как правило неудобными для освоения.

В пределах рассмотренных геоморфологических областей наибольшим развитием пользуется рельеф, сильно измененный или нарушенный хозяйственной деятельностью человека. В создании этого антро-

погенного рельефа принимали участие две группы факторов: непосредственное воздействие деятельности человека и влияние посредством таких процессов, как сведение леса, вторичная эрозия, дефляция, заболачивание, засоление, загрязнение поверхностных вод и атмосферы.

В строении антропогенного рельефа рассмотренных территорий появляются участки искусственно созданного, культурного рельефа, структура и облик которого были спроектированы и созданы на основе научных разработок в интересах человеческого общества.

Особого внимания заслуживает анализ антропогенного рельефа больших городов, особенности рельефообразования в пределах которых проанализировал Ф.В. Котлов [1977].

Рассмотренный выше антропогенный рельеф четырех геоморфологических областей существенно отличается по особенностям природных условий, характеру и истории хозяйственной деятельности человека, организации антропогенного преобразования природы в целом и рельефа в частности. Специфика антропогенного преобразования рельефа связана с направленностью и с очередностью освоения минеральных ресурсов. Добыча полезных ископаемых приводит к серьезным нарушениям природных экосистем и порой – к кардинальной перестройке современного рельефа. Горнорудная промышленность, разнообразные виды строительства и сельское хозяйство – вот три основных фактора, определяющие характер антропогенной перестройки рельефа. Пока сказанное относится к областям развития континентального рельефа. Рельеф дна морей и океанов еще не испытал заметной антропогенной переработки. Однако не далеко время, когда и он в полной мере будет вовлечен в сферу хозяйственной деятельности человека. Основное негативное влияние разработки нефтяных месторождений на шельфе испытывают прибрежная зона и акватории. Уже сейчас становится очевидной необходимость планового рационального использования природных условий и естественных ресурсов суши и океана, бережное отношение ко всем компонентам природной среды и к рельефу, в частности. Его устойчивость является только кажущейся. На деле рельеф легко поддается необратимым трансформациям. Конечно, современный рельеф земной поверхности необходимо использовать в хозяйственной деятельности. Но ясно и другое: в процессе использования и после окончания использования рельеф должен быть улучшен, изменен так, чтобы приносить максимальную пользу людям. Другими словами – оптимизирован. Он должен быть красивым, радовать человека. В этом мы совершенно согласны с Д.Л.Арманд (1966), Я.Демеком (1977), Л.Бауэром и Х.Вайничке (1971).

Рельеф постоянно испытывает все увеличивающиеся нагрузки в процессе хозяйственной деятельности человека. Несмотря на то, что условия рельефа в этом отношении практически наисчерпаемы, трудно ожидать их сколько-нибудь существенного сохранения и улучшения со временем. Более того, геоморфологическая ситуация в отдельных районах значительна и подчас необратимо ухудшается. Не исключена возможность проявления неблагоприятных "цепных"

реакций в развитии рельефа [Долгушин, 1964]. Геоморфологический эффект воздействия человека на рельеф суши сопоставим с результатом деятельности таких пока незарегулированных и труднопрогнозируемых природных процессов, как извержения вулканов, землетрясения, катастрофические паводки и сели, быстрые подвижки ледников, современных тектонических движений и пр., а в отдельных случаях этот эффект и более значителен. На протяжении истории человечества его антропогенное воздействие на природную среду сопровождалось неизбежными негативными последствиями, размеры которых в эпоху научно-технической революции увеличиваются. В связи с этим возникает вопрос об уменьшении потерь в природном фонде и его компонентах, в частности в рельефе. Необходимо количественно оценивать эти потери прежде чем осуществлять преобразование рельефа. Можно поставить ряд вопросов об оптимизации условий рельефа. Среди них отметим сохранение участков уникального рельефа – может быть создание своеобразных геоморфологических заповедных мест, разработку и внедрение в практику мероприятий по преобразованию, улучшению и дальнейшему использованию "отработанного" рельефа, испорченного антропогенной деятельностью, в отдельных случаях восстановление первичного рельефа и др. Некоторые из этих вопросов уже решаются в процессе хозяйственного освоения территории Советского Союза.

ЛИТЕРАТУРА

Арманд Д.Л. Нам и внукам. 2-е изд. М.: Мысль, 1966.

Бауэр Л., Вайничке Х. Забота о ландшафте и охрана природы. М.: Прогресс, 1971.

Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеоиздат, 1974.

Вендров С.Л. Дьяконов К.Н. Водохранилища и окружающая природная среда. М.: Наука, 1976.

Воейков А.И. Воздействие человека на природу. М.: Изд-во АН СССР, 1963.

Герасимов И.П. Преобразование природы и развитие географической науки в СССР. М.: Знание, 1967.

Давитая Ф.Ф. Атмосфера и биосфера – прошлое, настоящее, будущее. Л.: Гидрометеоиздат, 1975.

Демек Я. Теория систем и изучение ландшафтов. М.: Прогресс, 1977.

Дзердзеевский Б.Л. О преобразовании климата. – В кн.: Природа и общество. М.: Наука, 1968.

Долгушин И.Ю. Цепные реакции в географической среде и преобразовании природы. – Природа, 1964, № 11.

Калесник С.В. Проблема географической среды. – Вестн. ЛГУ, 1968, № 12.

Котлов Ф.В. Антропогенные геологические процессы и явления на территории города. М.: Наука, 1977.

Крылков Ю.В. Сравнение вещественного состава лёссовидных пород Монголии и лёссов Китая. – В кн.: Современные экзогенные процессы. Киев: Изд-во Наукова думка, 1968.

Куницын Л.Ф., Мухина Л.И., Преображенский В.С. Некоторые общие вопросы технологической оценки природных комплексов при инженерном освоении территории. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1.
Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974.
Неуструев С.С. Естественные районы Оренбургской губернии. – В кн.: Оренбургские степи в трудах П.И.Рычкова, Э.А.Эверсманна и С.С.Неуструева. М.: Географгиз, 1949.
Полынов Б.Б. Роль почвоведения в учении о ландшафтах. – Изв. ВГО, 1946, т. 78, вып. 2.
Преображенский В.С. Ландшафтные исследования. М.: Наука, 1968.
Преображенский В.С. Беседы о современной физической географии. М.: Наука, 1972.
Ретеюм А.Ю., Дьяконов К.Н., Куницын Л.Ф. Взаимодействие техники с природой и геотехнические системы. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1972, № 4.
Сидоренко А.В. Человек, техника, Земля. М.: Недра, 1967.
Сочава В.Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука, 1978.
Чичагов В.П. Теоретические и региональные аспекты морфоструктурного анализа. – В кн.: Землеведение. М.: Изд-во МГУ, 1977. Сер. новая, т. XII.
Чичагов В.П. Преобразование природы и развитие географической науки в КНДР. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1980, № 1.

В. И. СТУРМАН

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА АНТРОПОГЕННОГО УСИЛЕНИЯ МЕХАНИЧЕСКОЙ И ХИМИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ В ЛЕСОСТЕПНОЙ И СТЕПНОЙ ЗОНАХ

В настоящее время считается общепризнанным, что хозяйственная деятельность человека и, в частности, распашка земель приводит к усилению механической денудации. Менее изучен вопрос о влиянии хозяйственной деятельности человека на химическую денудацию.

Настоящее исследование предпринято с целью оценки антропогенного влияния на химическую денудацию и сопоставления его с антропогенным влиянием на механическую денудацию. Интенсивность механической и химической денудации оценивалась по модулям стока взвешенных наносов и ионного стока в т/км^2 год.

Антропогенное усиление денудации изучалось во временном (на примере целинных земель) и в пространственном аспектах. В первом случае изменение стока взвешенных наносов под влиянием распашки целины изучалось на реках: Уй, Суундук, Орь, Чаган; изменение ионного стока – на двух последних.

Все четыре бассейна указанных рек располагаются в степной зоне [Ресурсы поверхностных вод СССР, 1966; 1970; 1973]. Сведения о бассейнах этих рек приведены в табл. 1.

Таблица 1

Сведения о бассейнах рек, на примере которых изучалось изменение стока взвешенных наносов и ионного стока под влиянием распашки целины

Река	Пункт наблюдения	Площадь бассейна, км^2	Средняя высота, м	Литология
Уй	г. Троицк	13600	333	Скальные породы палеозоя и докембрия; палеогеновые и четвертичные пески и глины
Суундук	с. Кусем	4290	340	Преимущественно скальные породы палеозоя и докембрия
Орь	с. Ащебутак	16700	320	Твердые коренные породы палеозоя, перекрытые четвертичными суглинками и супесями
Чаган	пос. Каменный	4000	130	Пески, глины и мергели мезозоя

Полученные результаты исследования приведены в таблицах 2 и 3.

Как видно из табл. 2, на всех четырех реках в середине 50-х гг. резко возрос сток взвешенных наносов, что отражает усиление механической денудации в результате распашки целины. Сопоставление угодий с разным характером хозяйственного использования, в частности распаханных и нераспаханных, также убедительно свидетельствует о том, что распашка земель приводит к резкому усилению механической денудации [Дедков и др., 1977].

Результаты изучения изменений ионного стока во времени под влиянием распашки целины представлены в табл. 3. Достаточное количество наблюдений за ионным стоком до распашки целины было сделано лишь на р. Орь. Распаханность ее бассейна тогда была незначительной, а к 60-м гг. достигла 23% [Ресурсы поверхностных вод СССР, 1966].

Таблицы 1, 2, 3 составлены на основе данных гидрологических и народно-хозяйственных справочников [Народное хозяйство..., 1957; Народное хозяйство..., 1961, Ресурсы поверхностных вод СССР, 1966; 1967; 1970; 1973; Гидрологический ежегодник, 1938–1973].

Для изучения антропогенного усиления химической денудации в пространственном аспекте использованы данные по 41 малому бас-

Таблица 2

Изменение модуля стока взвешенных наносов в связи с увеличением распаханности

Бассейн	Годы наблюдений	Увеличение распаханности в n раз	Среднегодовой модуль стока взвешенных наносов, т/км^2 год	Увеличение стока взвешенных наносов в n раз
Р. Уй, г. Троицк	1942-1943 1948-1954 1956-1959	1,86	0,74 1,87	2,53
Р. Суундук, с. Кусем	1950-1954 1955, 1959 1960, 1962	2,44	2,1 4,4	2,10
Р. Обь с. Ашебутак	1950-1955 1958-1962	-	2,2 4,3	1,96
Р. Чаган, пос. Каменный	1941, 1952-1954 1955-1962	1,86	5,7 7,5	1,32

сейну Европейской части СССР, Южного Урала, Северо-Западного Казахстана. Результаты представлены в табл. 4, которая составлена по материалам О.А. Алекина и Л.В. Бражниковой [1964] и Ресурсов поверхностных вод СССР [1966, 1967, 1967, а, 1967, б].

Как видно на табл. 4 и на рисунке, зависимость между распаханностью и ионным стоком прямая, однако разброс значителен. Коэффициент корреляции составляет 0,17 в лесостепи и 0,24 в степи. Из этого следует, что среди факторов, определяющих интенсивность химической денудации, распаханность не является главным.

Графики, аналогичные рисунку, были построены и по отдельным ионам Ca^{2+}, Mg^{2+}, $Na^{+}+K^{+}$, HCO_3^{-}, SO_4^{2-}, Cl^{-}. Не было найдено четкой зависимости между распаханностью и выносом Ca^{2+} и HCO_3^{-}. Вынос всех отдельных ионов с увеличением распаханности увеличивается, но в наибольшей степени увеличивается вынос ионов натрия, калия и хлора. Как видно на табл. 3, аналогичная картина наблюдается и при изменении модуля ионного стока во временном аспекте, на примере р. Орь. Данные по р. Чаган менее представлены из-за сравнительно небольшого количества наблюдений до распашки целинных земель.

Таблица 3

Изменение модуля ионного стока в связи с изменением распаханности

Река	Годы наблюдений	Модуль ионного стока, т/км^2 год						
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Сумма ионов
Орь	1949–1953	0,64	0,15	0,36	1,49	0,51	0,48	3,63
	1955–1964	0,84	0,28	1,21	3,44	1,13	1,21	8,11
	Увеличение в n раз	1,31	1,87	3,36	2,31	2,21	2,52	2,23
Чаган	1939–1941, 1943	1,84	0,06	0,67	2,22	1,29	1,71	7,79
	1955–1973	1,61	0,39	1,72	5,17	2,75	1,03	12,67
	Увеличение в n раз	0,88	6,50	2,57	2,31	2,13	0,60	1,62

Таким образом, распашка неодинаково влияет на вынос разных ионов. Объяснить это можно следующим образом. Вынос ионов Ca^{2+} и HCO_3^- связан с растворением карбонатов, для чего требуются агрессивные воды, насыщенные углекислотой. Вследствие этого уничтожение естественной растительности при распашке не способствует выносу кальция [Ступишин, 1967].

Максимальное усиление выноса ионов натрия, калия и хлора можно объяснить двояко. Во-первых, эти элементы обладают наибольшей миграционной способностью и общее усилие химической денудации вероятно коснулось их в наибольшей степени. Во-вторых, вынос калия (его содержание определялось вместе с натрием) мог увеличиваться за счет калийных удобрений. Эти объяснения не исключают одно другое.

Усиление химической денудации в результате распашки Л.Г. Бондарев [1974] объясняет тем, что минерализация органических соединений под пологом леса происходит медленнее, чем на залежных и, особенно, пахотных землях. Вследствие этого распашка ускоряет процесс вымывания солей из почвы. Поступление в реки некоторых ионов может увеличиться отчасти и за счет удобрений [Алекин и др., 1968].

М.И. Львович [1974] указывает, что распашка земель приводит к увеличению подземного стока за счет поверхностного. Вследствие этого в большом объеме воды, фильтрующейся через почво-грунты, растворяется больше вещества. Кроме того, усиление механической денудации вызывает усиление химической денудации за счет выноса вместе с частицами почвы коллоидов и почвенных растворов.

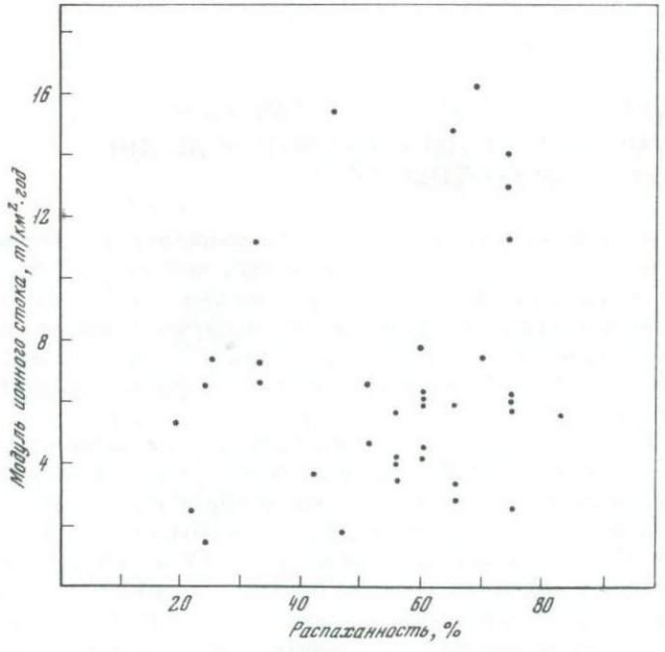
Основные выводы. В результате распашки интенсивность механической и химической денудации увеличивается примерно в одинаковой степени, как это видно из сопоставления таблиц 2 и 3. Зависимость между распаханностью и интенсивностью химической

Таблица 4

Средние значения модулей ионного стока по бассейнам с различной степенью распаханности. В скобках указано количество бассейнов

Распаханность, %	Модуль ионного стока	
	лесостепь	степь
До 30	4,40 (3)	7,17 (3)
31-50	5,63 (3)	9,86 (2)
51-70	9,61 (10)	4,24 (7)
70	16,22 (7)	11,76 (6)

денудации во времени выражена значительно более четко, чем в пространстве. Это обусловлено тем, что степень антропогенного усиления денудации на каждой конкретной территории зависит от целого ряда факторов: геологического строения, рельефа, климата, характера использования земель. Изучение роли этих и иных возможных факторов имеет большое значение в деле охраны земельных и водных ресурсов.



Зависимость модуля ионного стока от распаханности

ЛИТЕРАТУРА

Алекин О.А., Бражникова Л.В. Сток растворенных веществ с территории СССР. М.: Наука, 1964.

Алекин О.А., Кобилева Э.А., Бражникова Л.В., Тарасов М.Н., Королев И.А. К вопросу о загрязненности коллекторно-дренажных вод орошаемых территорий удобрениями. – Гидрохимические материалы, 1968, т. 47.

Бондарев Л.Г. Вечное движение. М.: Мысль, 1974.

Гидрологический ежегодник, 1) 1938–1955 гг., т. 4, вып. 8–9. 2) 1956–1973 гг., т. 4, вып. 9. Л.: Гидрометиздат.

Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.

Львович М.И. Мировые водные ресурсы и их будущее. М.: Мысль, 1974.

Народное хозяйство Челябинской области. Челябинск: Госстатиздат, 1961.

Народное хозяйство Чкаловской области. Чкалов: Кн. изд-во, 1957.

Ресурсы поверхностных вод СССР. 1) 1973, т. 11 (Средний Урал и Приуралье; 2) 1970, т. 12, вып. 2 (Урало-Эмбинский район); 3) 1966, т. 12, вып. 3 (Актюбинская область).

Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики. 1) 1967, т. 7 (Донской район); 2) 1967,а, т. 10 (Верхневолжский район); 3) 1967,б, т. 11, вып. 2 (Тобол); 4) 1966, т. 12, вып. I (Бассейн Волги ниже Чебоксар).

Ступишин А.В. О значении растительного покрова в развитии карста. – В кн.: Географический сборник Казанского ун-та. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1967. Вып. 2.

С. С. ВОСКРЕСЕНСКИЙ, А. М. СОКОЛЬСКИЙ, Н. И. БЕЛАЯ

АНТРОПОГЕННОЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ДОЛИН НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ СССР

На Дальнем Востоке россыпи начали разрабатывать более 100 лет назад. В настоящее время воздействие человека на природную среду, и в частности на рельеф, стало весьма существенным. В связи с этим становится актуальной задача изучения влияния добычи полезных ископаемых на окружающую среду. Нами предпринята попытка определить размеры наиболее нежелательных последствий этого воздействия.

Естественное развитие долин продолжалось на Дальнем Востоке более чем 10 млн. лет, а срок воздействия хозяйственной деятельности человека – антропогенного рельефообразования – был в сто тысяч раз короче и, тем не менее, результаты их сравнимы по своим масштабам. За время разработки россыпей рельеф дна многих долин оказался коренным образом изменен: возникли карьеры, нагромождения промытой породы, траншеи, терриконы вблизи шахт и др. Территория, прилегающая к разрабатываемому участку россыпи, представляет собой чередование стволов, водоемов оборотной си-

Таблица 1

Формы антропогенного рельефа, возникшего при разведке и эксплуатации россыпей

Вид воздействия	Антропогенные формы	
	положительные	отрицательные
Старательская добыча	Невысокие отвалы ямных отработок	Ямы, канавы
Дражная добыча	Отвалы вскрыши, плотины, валы, дамбы, отвалы промытых пород (галечно-эфельные)	Дражные котлованы, отстойники, русловодные канавы
Гидравлическая добыча	Гидроотвалы, ограждающие валы, дамбы, фильтрационные перемычки	Траншеи, котлованы, канавы, русловодные отстойники
Геолого-разведочные работы	Невысокие отвалы	Шурфы, канавы, скважины
Дорожная сеть	Насыпные формы	Частичное нарушение поверхности, эрозионные борозды, выемки
Селитебные территории	Различные насыпные формы	Промоины, оползни, просадки грунта под сооружениями и др.

стемы обводнения и водной очистки (отстойники), траншей, канав, временных дорог, строений, линий электропередач. Они различны по размерам и времени разработки. Поисковыми работами, включая работы небольших групп старателей, были охвачены многие долины. Старателями, может быть, пропущены только отдельные долины на северном склоне Становой горной системы.

За более чем столетний период разработки россыпей на Дальнем Востоке площадь территорий, в пределах которой нарушен естественный рельеф, довольно велика. Сюда не входят нарушения, вызванные различными видами строительства, связанного с эксплуатацией и разведкой (отстойники, дамбы, валы, дорожная сеть и т.д.).

На дне долин создается антропогенный рельеф, основные формы которого сгруппированы в табл. 1.

Годы дореволюционного освоения россыпей Дальнего Востока характеризовались в основном хищнической старательской добычей,

когда стремление захватить наиболее богатые россыпи заставляло пренебрегать менее богатыми или труднодоступными. Обычно 2–3 десятилетия старательская добыча поддерживалась за счет выявления все новых россыпей. Затем наступал период спада, когда добыча в тех или иных районах существенно сокращалась или вовсе замирала. И ландшафт начинал понемногу восстанавливаться.

После революции наступил период, знаменующийся повышением уровня технической оснащенности разработки россыпей. Стали эксплуатироваться новые россыпи с большими объемами горной массы, но обычно с более низкими содержаниями, а также ранее известные россыпи, частично пореженные хищнической отработкой. Неполное извлечение полезного компонента в прошлом приводило к неоднократному перемыву аллювия одних и тех же долин. В результате ландшафт, еще не успевший восстановиться, снова подвергался воздействию хозяйственной деятельности человека.

Затем начался этап, связанный с эксплуатацией глубокозалегающих россыпей, расположенных, как правило, в пределах современных долин. В таких случаях рельеф, уже сильно измененный, испытывает "третью волну" воздействия хозяйственной деятельности человека.

Рост объемов перерабатываемой породы находится в прямой зависимости от степени снижения содержания полезного компонента в аллювии (в песках). Кроме того, в связи с отработкой глубоко залегающих россыпей, ожидается новый рост объемов перерабатываемого аллювия и соответственно увеличение площадей измененного рельефа.

Районы Дальнего Востока, где производилась эксплуатация россыпей, можно подразделить на следующие типы.

1. Районы, где в прошлом производилась лишь старательская добыча, в впоследствии велись только разведочные работы. Ландшафт и рельеф таких районов испытывает тенденцию к восстановлению.

2. Районы, где производилась неоднократная добыча ручным и механическим способом с небольшими перерывами. Рельеф не успевал полностью восстановиться и снова испытывал воздействие.

3. Районы, где добыча производится практически без перерыва много десятилетий подряд. Здесь наблюдается максимальное изменение рельефа.

4. Районы, где проводились только поисково-разведочные работы. Рельеф изменен в минимальной степени. Для этих районов все более реальной становится перспектива эксплуатации россыпей.

Нарушения, обусловленные эксплуатацией россыпей, делятся на прямые и косвенные (сопутствующие). К прямым изменениям мы относим такие, которые связаны непосредственно с горнодобывающими работами, к вторичным – изменения, обусловленные сопутствующими видами хозяйственной деятельности, – строительством, транспортом, селитьбой. "Вторичные изменения" обусловлены наличием прямых изменений или нарушениями других элементов ланд-

814

Таблица 2

Формы антропогенного воздействия при эксплуатации россыпных полезных ископаемых

Нарушенная территория	Характер воздействия	Форма рельефа	Характер изменения	% от площади бассейна
Площадь активных горных работ	"Прямое", первичное, точечное, площадное, линейное	Пойма, русло, террасы, терраса-увалы	Образование отвалов, траншей и т.п. Вынос тонкой фракции аллювия	0,01-2%
Площадь, частично поврежденная транспортом	Первичное, сопутствующее, линейно-площадное	Днища долин, склоны, междуречья	Изменение микроформ рельефа. Изменение характера склоновых процессов (ускорение)	0,1-?
Вырубка, гарь	Вторичное, сопутствующее, площадное	Днища долин, склоны, междуречья	Усиление естественных рельефообразующих процессов (солифлюкции, делювиального смыва и т.д.)	10-80%

шафта - растительности, почвы, гидрологического режима рек и озер. Изменения ландшафта влекут за собой изменение рельефообразования. Вторичные изменения зачастую становятся неуправляемыми и достаточно разрушительными.

Наши исследования показали, что общая площадь нарушения, связанная с эксплуатацией россыпей (в разных районах) превышает размеры площадей непосредственного нарушения рельефа в результате горных работ (табл. 2).

Добыча из россыпей приводит к преобразованию практически всех компонентов ландшафта: рельефа и рыхлых отложений, растительного покрова, микроклимата, режима многолетнемерзлых грунтов, поверхностных и подземных вод. При нарушении существующих взаимосвязей, возникает целый ряд непредвиденных последствий.

Растительный покров испытал воздействие в результате разработки россыпей не только в непосредственной близости приисков, где производилась вырубка леса для строительства и на топливо. Лесные пожары изменили естественную растительность на огромных пространствах. При пожарах гибнет не только лес, но и наземный покров, в результате чего возникает поверхностный склоновый смыв, образуются и малые эрозионные борозды и значительные промоины. Вследствие пожаров нарушается термический режим грунтов, усиливаются процессы массового смещения материалов со склонов на дно долин.

Нарушение термического режима грунтов на марях имеет иногда и положительные последствия. Обсохшие мари вблизи приисков превращаются в сырые луга, на которых на больших площадях постоянно косят сено. В поселках и вблизи них, благодаря опусканию уровня многолетней мерзлоты, вода уходит из подвалов, погребов. Пересыхают мелкие колодцы, получавшие питание за счет верховодки.

Технологические процессы при добыче из россыпей предусматривают промывание аллювия, сопровождаемое образованием отвалов и выносом тонкого глинистого материала. Исследования В.Д. Горлова в 1976 г. показали, что в отвалы поступает в среднем до 85% от всего перерабатываемого объема горной массы. Около 15% грунта выносится за пределы разработок.

Нами предпринята попытка оценить степень загрязнения рек и выноса взвешенных наносов на примере одного из водотоков Дальнего Востока, где отрабатывалась небольшая россыпь. Фактическое содержание взвешенных наносов (без учета влекомых и химических растворенных) в сотни раз превышает естественные содержания взвесей, несмотря на специально проводимые водоохранные мероприятия. Наиболее значительные воздействия наблюдаются на участках, расположенных непосредственно ниже разработок. Вниз по течению постепенно происходит разбавление промышленных стоков притоками. Увеличение расходов воды происходит скачкообразно, поэтому мутность снижается также скачками. Однако часто при впадении водотока с высокой мутностью в значительную реку с большим расходом воды, достаточным для уменьшения мутности до значений близких к естественным, смешение вод происходит постепенно. Еще на 3–4 км ниже устья наблюдаются мутные струи в общем осветленном потоке, но повышенное содержание взвесей прослеживается на несколько десятков километров. При ориентировке на средние значения мутности (в среднегодовом разрезе) создается впечатление малой значимости выносов из притоков, где разрабатывалась россыпь. При мощных паводках на таких притоках выносы могут принять размеры, угрожающие ихтиофауне главной реки.

Интенсивный вынос взвешенных наносов вызывает увеличение темпов денудации для бассейна водотока площадью около 100 км^2 в среднем до 0,19 мм/год, что превышает естественные темпы

снижения поверхности водосбора (0,02–0,03 мм/год). Наши расчеты показали, что ежегодный вынос материала с площади анализируемого бассейна составил пока около 2% всего объема перерабатываемой горной массы. Однако величина взвесей сильно изменчива и варьирует в пределах от 0,1 до 16% и более, и зависит от технологии добычи, количества работающих механизмов, гранулометрического состава аллювия, применяемых водоохранных мер.

Повышенное содержание взвешенных и влекомых наносов, нарушение природной динамики стока приводят к усилению эрозионных процессов в малых реках (до 4-го порядка) и, наоборот, к аккумуляции в русле у рек крупных размеров. Изменение конфигурации русла в результате прямого и косвенного воздействия на режим стока наносов сказалось в ряде случаев на судоходности рек. Примерами могут служить реки Деп и Селемджа. Величина стока не изменилась, но в 30-х годах по р. Деп небольшие пароходы в межень могли подниматься почти на 100 км. Теперь это возможно лишь во время паводков. На Селемдже в начале века пароходы в межень поднимались до поселка Экимчан, в 30-х годах – до пос. Стойбе (на 120 км ниже), а в настоящее время только до Селемджинска (еще на 100 км ниже по течению). В бассейнах р. Деп изменению подвергался и рельеф долин, и весь ландшафт, что и сказалось на морфологии русел этих рек.

Лесные пожары, связанные с эксплуатацией россыпей оказывают влияние на фауну лесов; замутнение рек – на ихтифауну и т.д. Величина же воздействия на компоненты ландшафта в целом весьма значительна, поскольку мест разработок россыпей много в Амурской области, Хабаровском и Приморском краях.

Точных данных о результатах мероприятий, проводимых с целью уменьшения вредных последствий хозяйственной деятельности человека в настоящее время собрано еще немного. Поэтому в дальнейшем необходим сбор таких материалов и их тщательный анализ, при учете ряда факторов; из них особенно важен следующий.

Естественные рельефообразующие процессы, если их рассматривать на небольшом отрезке времени, сопоставимом со временем действия антропогенного фактора, находятся в динамически "почти уравновешенном состоянии". Равновесия не достигается, поскольку климатические условия меняются быстрее, чем рельеф долин. Поэтому всегда существует "элемент несоответствия" между рельефом и климатом. Тектонический режим также меняется. Тенденции его изменений относительно более устойчивы, чем климатические.

Поэтому "элемент несоответствия" между ходом экзогенного процесса, например речной эрозии, и современными темпами поднятий (или даже опусканий) не менее высок. Эти несоответствия (климатические и тектонические) определяют естественную тенденцию в развитии рельефа, в том числе и тенденцию в естественном развитии долины.

Вмешательство человека проходит в динамически "почти уравно-

вешенную" систему резко, можно сказать "молниеносно". Это вторжение нарушает и естественное "почти равновесие" и естественную тенденцию в развитии рельефа. Временами (применительно к горнодобывающей промышленности) воздействие человека внезапно снимается.

Остается измененный рельеф пойм, террас, склонов. Этот измененный рельеф продолжает направлять и определять в значительной степени дальнейшее течение флювиальных и склоновых процессов, хотя вновь остаются в действии лишь естественные факторы рельефообразования, определяемые последствиями тектонических движений и климатическими условиями.

Общая современная (позднеголоценовая) тенденция в развитии рельефа Дальнего Востока направлена на дальнейшее углубление речных долин. Поэтому дополнительный и весьма мощный антропогенный фактор дает резко выраженный результат (изменение строения поймы и русла, обусловившее, например, нарушение пароходства по Селемдже и Депу). Замена темнохвойной тайги на лиственнично-березовую (в результате лесных пожаров) совпадает с естественной тенденцией изменения. Отсюда вытекают существенные деформации ландшафта (и рельефообразующих процессов), возникают дополнительные препятствия для восстановления "естественного ландшафта" и рельефа. Этот фактор необходимо учесть для правильного прогноза.

Другой фактор определяется темпами развития горнодобывающей промышленности и направлением этого развития. Воздействие горнодобывающей промышленности в дальнейшем на рельеф и ландшафт с очевидностью зависит от перспектив ее развития и, прежде всего, от наличия запасов полезных ископаемых.

Воздействие антропогенного фактора (деятельность горнодобывающей промышленности) удваивается с каждым десятилетием, если считать по объемам перерабатываемой горной массы. Анализ имеющихся материалов позволяет прогнозировать аналогичную картину и на ближайшую перспективу. Одним из оснований для этого служит произведенный в 1977 г. Н.И. Белой и А.М. Сокольским "ретроспективный прогноз" по материалам 1935 г. на 1975 г. Подобный ретроспективный анализ позволяет лучше оценить значение факторов, влияющих на интенсивность антропогенного рельефообразования. В частности, выявляется относительная роль: а) совершенствования техники, б) соотношения оценки фиксированных и перспективных запасов сырья, в) сопротивляемости природной обстановки (включая не только рельеф, но и другие компоненты ландшафта) при изменении (нарастании) воздействия антропогенного фактора на единицу площади некоторого природного комплекса (ландшафта, геосистемы), а в данном случае на единицу длины долины, г) устойчивости антропогенных изменений. Естественное восстановление рельефа долин практически не заметно, поскольку оно протекает крайне медленно. Даже там, где производственная деятельность прекратилась сто лет назад, формы антропогенного рельефа (отвалы

и выемки) лишь несколько сгладили свои очертания. Только на пологих, избыточно увлажненных склонах почти исчезли антропогенные формы рельефа, что вполне объяснимо интенсивностью склоновых процессов (медленной солифлюкции).

На отвалах, выемках, развалинах строений местами вырос молодой лес, очистились от дополнительной мути водные потоки и внешне ландшафт уже начал меняться, но еще не принял свой "естественный вид". И прежде всего потому, что современные климатические условия несколько иные, чем те, которые в прошлом обусловили создание ландшафта, сохранявшегося и несколько менявшегося до начала антропогенных воздействий. Опыт естественной рекультивации пока невелик и здесь требуется изучить прежде всего сам ход антропогенного рельефообразования. Без точных знаний этого борьба с вредными последствиями будет стоить достаточно дорого.

В деле естественной рекультивации первоочередным является рекультивация рельефа. После этого, по-видимому, проще и устойчивее будет рекультивация всех остальных компонентов ландшафта и ландшафта в целом.

Исходя из сказанного можно предполагать, что интенсивность воздействия (с учетом повышения технической оснащенности) хозяйственной деятельности в области горнорудной промышленности увеличится (для Дальнего Востока). Однако результат этого воздействия может быть и невелик, если мероприятия по рекультивации будут достаточно эффективны.

Е. А. РУБИНА

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕХНОГЕННОГО РЕЛЬЕФА И РАЗВИТИЕ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В РАЙОНАХ ОТКРЫТЫХ РАЗРАБОТОК ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

В последнее время остро встал вопрос о состоянии окружающей среды во всем мире и особенно в развитых промышленных странах, где непрерывно возрастает степень хозяйственного воздействия человеческого общества на природу. Процессы изменения окружающей среды происходят значительно быстрее, чем природные процессы восстановления нарушенного экологического равновесия [Дежо, 1975].

Если не принимать все необходимые меры по уменьшению загрязнения среды, рациональному использованию и воспроизводству природных ресурсов, то может произойти необратимое планомерное нарушение подвижного равновесия в геосфере [Рябчиков, 1972].

При многообразных видах воздействия технических средств в районах крупных строек, прокладки транспортных путей, сельскохозяйственного освоения, добычи полезных ископаемых основным

компонентом ландшафта, претерпевающим часто коренные изменения, является рельеф. Особенно глубокие изменения и нарушения испытывает рельеф в районах горнодобывающей промышленности и, в первую очередь, при открытом способе добычи полезных ископаемых. В связи с преобразованием рельефа в этих районах возможно изменение и других компонентов природной среды, вплоть до формирования новых, "культурных" ландшафтов. Использование территорий, преобразуемых открытыми разработками, бывает затруднено или невозможно из-за проявления процессов, которые связаны с нарушениями рельефа, и вредно влияют на сам рельеф и ландшафт в целом. Возникновение карьерно-отвальных комплексов вызывает новые процессы в развитии рельефа и ландшафта. При вскрытии месторождений полностью уничтожаются растительные сообщества, снимается почвенный слой. В радиусе нескольких километров от района добычи происходит понижение уровня грунтовых вод, связанное с постоянной откачкой вод из карьеров, днище которых часто оказывается ниже уровня грунтовых вод в районе. Происходит также загрязнение поверхностных вод, связанное со сбросом откачиваемых карьерных вод; с временными потоками, появляющимися во время дождей на незадернованных склонах отвалов, со сточными водами угольных комбинатов, энергетических и химических предприятий и т.п. В близлежащих местностях происходит загрязнение воздуха из-за пыления разрабатываемых карьеров и отсыпаемых отвалов, дымящих углеперерабатывающих предприятий.

Основные изменения рельефа происходят при производстве вскрышных работ, когда естественный рельеф уничтожается и формируется новый своеобразный, техногенный рельеф. Возникают совершенно новые формы рельефа, ранее не свойственные данному ландшафту: отрицательные формы – карьеры, траншеи, каналы; положительные формы – отвалы, насыпи, дамбы. Соотношение их в пространстве также новое.

Формирование техногенного рельефа в большой степени зависит от условий залегания полезного ископаемого и системы его разработки. Так, исследования автора на открытых разработках буроугольных месторождений Подмосковного бассейна и Германской Демократической республики показали, что определение площади территории будущих открытых разработок и, в связи с этим, измененного рельефа возможно уже на стадии геологических изысканий. Изучая тектоническое и геологическое строение угольных залежей, проектируя в зависимости от него наиболее подходящую систему разработки месторождения, можно наметить основные тенденции формирования определенного техногенного рельефа. На основании изучения геологических, инженерно-геологических и геоморфологических материалов можно также сделать выводы о правомочности применения определенной системы разработки месторождения и дать практические советы по использованию того или иного способа разработки и направлению будущих рекультивационных мероприятий.

Таблица 1

Таблица основных форм и элементов форм техногенного рельефа, образующегося при открытых разработках бурого угля

Типы техногенного рельефа	Рельеф измененный		Рельеф восстановленный	
	выработанный	насыпной	выработанный	насыпной
Карьеры, траншеи	Склоны разного профиля и крутизны; уступы	–	Водохранилища для разных целей	–
Отвалы	–	Платообразные вершинные поверхности, гряды, отдельные холмы	–	Спланированные вершинные поверхности, гряды
Вспомогательные сооружения	Каналы, выемки для транспортных путей	Дамбы, насыпи для транспортных путей	–	–

В приведенной табл. 1 автор попытался выявить основные комплексы форм техногенного рельефа, первичного и восстановленного, образующегося в результате открытых разработок буроугольных месторождений.

Составление подобных таблиц и классификаций основных комплексов форм техногенного рельефа, образующегося в результате открытых разработок полезных ископаемых, возможно для различных полезных ископаемых. Разработка классификации техногенного рельефа необходима для правильного представления об искусственно создаваемых человеком формах рельефа, для последующего восстановления нарушаемых территорий.

В итоге вскрышных, добычных и частично восстановительных работ формируется поверхность, где естественные экзогенные процессы получают иную направленность и интенсивность, а иногда появляются другие процессы, которых не было до вмешательства человека. При формировании техногенных форм в процессе открытых разработок необходимо учитывать возможность появления и развития неблагоприятных экзогенных процессов, стремиться не допускать образования искусственных форм рельефа, которые могут ак-

тивизировать нежелательные для человека природные процессы. Иначе, активизируясь, они причиняют ущерб уже не только непосредственно в зоне ведения открытых разработок, но и за ее пределами. К таким нежелательным последствиям приводят: 1) незаконченное восстановление территорий бывших открытых разработок, где остаточные формы рельефа, такие как незасыпанные карьерные выемки, траншеи, неразровненные вершинные поверхности отвалов, невыположенные склоны карьеров и отвалов, являются основными центрами развития негативных процессов; 2) производство открытых разработок без учета последующего использования территорий, когда невосстанавливаемые отработанные участки превращаются в "промышленные пустыни", отрицательно влияющие на соседние районы.

Для склонов карьеров и отвалов наиболее характерными являются интенсивные процессы эрозионного размыва. Эрозионные борозды, промоины и овраги встречаются в большом количестве. Их развитие на формирующихся склонах создает эрозионную опасность. Основными процессами, вызывающими деформацию бортов карьеров и склонов отвалов, являются осыпание и обрушение рыхлого материала, оползание и оплывание склонов, сложенных переувлажненными грунтосмесями, проседание и отседание отдельных участков склонов, связанное с трещиноватостью пород или нарушением их структуры (в основном, при отсыпании в отвал).

В таблице 2 автор сделал попытку показать основные существующие типы склоновых процессов, активизирующихся на обнаженных бортах карьеров и неустойчивых склонах отвалов, а также разнообразие условий и причин, ведущих к различным видам деформаций на бортах карьеров и отвалов. В результате деформаций происходит перемещение рыхлых масс и накопление их у подножия склонов.

Причинами возникновения деформаций могут являться естественные процессы, такие как, например, выветривание или смачивание склонов фильтрующимися водами. Однако деформации могут быть также вызваны искусственно, т.е. прямой или косвенной техногенной деятельностью. Прямым действием можно считать взрывные работы. Косвенное влияние сказывается на завышаемой иногда крутизне откосов. Разумеется, что определение причин в значительной мере условно, поскольку усиленное выветривание происходит уже не на естественном склоне.

Особенно быстрое и интенсивное развитие экзогенных процессов происходит на участках со скоплением токсичных грунтов. Появление таких участков связано в основном с неправильным формированием отвалов. При содержании токсичных элементов во вскрываемой толще необходимо такое формирование отвалов, при котором породы с содержанием токсичных элементов оказывались бы в основании отвалов. Иначе на поверхности отвалов происходит их химическое выветривание и "растаскивание" по поверхности при планировке. На таких участках невозможно произрастание растительности в связи с чрезвычайно высокой кислотностью и избыточным

Таблица 2

Деформации бортов карьеров и отвалов, их причины и результаты

Тип склонового процесса, вызывающего деформации	Условия и причины возникновения деформаций	Тип склоновых отложений
Осыпание	Под влиянием выветривания крутых откосов (свыше 15°) при отсутствии заоткоски; под влиянием массовых взрывов.	Осыпи откосов связных пород, осыпи откосов несвязных пород, осыпи откосов трещиноватых пород
Обваливание	При падении сланцеватых пород в сторону выемки более 30°; при падении трещин в сторону выемки более 30°, при завышении угла и высоты откоса; при наличии сложной и разнонаправленной трещиноватости пород.	Обвальные накопления: по склонам в рассланцованных породах, по подрезанным контактам слоев; по склонам в трещиноватых породах; по вогнутым откосам; по сложным склонам, ослабленным вследствие условий залегания пород.
Оползание	Подкапывание откоса вследствие выноса фильтрующимся потоком слабосвязанных частиц; при наличии рыхлых грунтов на склоне, сложенном твердыми породами и плохом регулировании стока дождевых и талых вод; подрезание обводненных контактов полого залегающих слоев глинистых грунтов; трещин, заполненных глинкой трения; перенасыщение дождевыми и талыми водами; наличие слоев пластичных глин и напорных вод; наличие вскрытых слоев пластичных глин; наличие невскрытых слоев пластичных глин, обвод-	фильтрационные оползни; покровные оползни; контактные оползни; оплывины; глубинные оползни слоистых пород; оползни-надвиги, оползни-выпирания; оползни отвалов: надподошвенные; подошвенные (контактные); подошвенные.

Таблица 2 (окончание)

Тип склонового процесса, вызывающего деформации	Условия и причины возникновения деформаций	Тип склоновых отложений
	нение поверхности; прочное основание и слабые грунты отвала, дополнительное увлажнение отвальных пород, особенно в нижней части ствола; наклонное основание со слоями разных по механическому составу грунтов; прочные грунты отвала на слабом основании, наличие вод в нижней части (подошве) отвала.	
Проседание	Увлажнение высокопористых отложений (лёссов, лёссовидных суглинков, выщелоченных пород); уплотнение увлажнением отвалов, сложенных грунтосмесями из рыхлых пород разного механического состава; наличие слабых пластичных слоев в основании откоса.	Просадки пород (естественной структуры); просадка пород нарушенной структуры (отвалов); просадка с выпиранием пород основания.

содержанием вредных для растений веществ [Моторина, Зайцев и др., 1969], и интенсивные эрозионные процессы быстро разрушают поверхности и склоны отвалов.

Дальнейшее развитие горнодобывающей промышленности без широкого внедрения рекультивационных мероприятий приведет к сокращению площадей земельных угодий и значительному снижению продуктивности земель вследствие активизации экзогенных процессов. Поэтому восстановление и дальнейшее использование измененного рельефа – это весьма актуальная проблема, требующая тщательного изучения.

При восстановлении нарушенных территорий необходимо основываться на предполагаемом виде использования территории. Выбор вида освоения нарушаемых площадей должен предшествовать началу вскрытия месторождения, так как от будущего использования, от литологического состава пород, слагающих надугольную толщу, во многом зависят система вскрышных работ и затраты на горнотех-

ническую рекультивацию и проведение дальнейших работ по освоению этих территорий [Овчинников, 1967].

При заранее запланированных и своевременно осуществляемых рекультивационных мероприятиях не остаются формы рельефа, которые могли бы явиться центрами развития негативных процессов. Например, в ГДР большие размеры угольных месторождений и в то же время отсутствие свободных площадей в густо населенных районах страны требуют восстановления нарушаемых территорий практически вслед за выемкой угля, не оставляя непригодных к использованию территорий [Im Mittelpunkt der Mensch, 1975]. Территории бывших открытых разработок полностью восстанавливаются для хозяйственного использования.

При интенсивном воздействии человека на поверхность нашей планеты большое значение имеет составление специальных геоморфологических карт. Геоморфологическое картографирование на современном этапе должно расширить круг своих задач и включить в него исследования по формированию и развитию техногенного рельефа, возникновению определенных форм и совокупностей форм рельефа, развивающихся на них основных процессов, преобразующих рельеф. Такое картографирование должно иметь целью не только инвентаризацию форм рельефа и процессов рельефообразования, но и их оценку с позиций приносимого ими вреда. Применяя картографический метод, мы можем получить материал по состоянию, дальнейшему развитию техногенного рельефа, возможности его восстановления и использования.

В связи с изменением направления действия и интенсивности геоморфологических процессов на месторождениях полезных ископаемых, разрабатываемых открытым способом, необходимо создание констатационно-оценочных геоморфологических карт, отражающих состояние техногенного рельефа в определенный момент и современную динамику преобразующих его экзогенных процессов. Из этого сочетания должны "вычитаться" тенденции возможного развития нового рельефа. Такая геоморфологическая карта является основой для оценочных исследований, так как на основании констатации фактов нарушения рельефа и оценки их отрицательной роли делаются выводы о состоянии нарушенности рельефа, оценивается его пригодность к использованию. На таких выводах должны создаваться оценочнопрогнозные карты с элементами направления развития измененного рельефа без дальнейшего участия человека [Рубина, 1977], или деятельности человека по устранению последствий действия нарушений рельефа.

Для составления специальных геоморфологических карт, служащих конкретным практическим целям и в то же время являющихся объектом изучения и исходным документом для оценочно-прогнозных исследований, проводится детальное изучение формирования и развития техногенного рельефа на всех этапах. Это необходимо для всех видов оценочно-прогнозных исследований рельефа, нарушенного открытыми разработками полезных ископаемых.

Серии специальных геоморфологических карт позволят наиболее оптимально решать вопросы восстановления и использования территорий, нарушенных открытыми разработками. В свою очередь, оценочно-прогнозные геоморфологические карты могут являться исходными документами, вместе с картами нарушений других компонентов природной среды, для разработки синтетических "конструктивных" карт, которые могут стать документами – рекомендациями по оптимизации природной среды (Сальников, 1975).

ЛИТЕРАТУРА

Дажо Р. Основы экологии. М.: Прогресс, 1975.

Моторина Л.В., Зайцев Г.А., Ижевская Т.А., Савич А.И., Чеклина В.Н. Рекомендации и методические указания к сельскохозяйственному и лесохозяйственному восстановлению отвалов в Подмосковном бассейне (Мин-во сельского хозяйства СССР, Центральная лаборатория охраны природы). М., 1969.

Овчинников В.А. Взаимосвязь природных и горнотехнических факторов при рекультивации земель, нарушенных открытыми горными работами. – В кн.: Восстановление земель после промышленных разработок. М., 1967.

Рубина Е.А. Изменения рельефа в районах открытых разработок угля и отображение их на карте. – Вестн. МГУ. Сер. 5. Геогр., 1977, № 4.

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

Сальников С.Е. Прикладное картографирование и оценка природных условий. – В кн.: Пути развития картографии. М.: Изд-во МГУ, 1975.

Im Mittelpunkt der Mensch. Umweltgestaltung und Umweltschutz. Berlin: Akademie-Verlag, 1975.

Е. Ф. СТАНКЕВИЧ, М. М. ЗАХАРОВ, А. М. ЗАХАРОВ, А. Е. СТАНКЕВИЧ, Р. С. СУББОТИН

АНТРОПОГЕННЫЙ МОРФОГЕНЕЗ НА ТЕРРИТОРИИ г. КАЗАНЬ

Обобщений по антропогенному морфогенезу на территории г. Казань до настоящего времени не было. Некоторые сведения по изменению рельефа в связи с антропогенной деятельностью приводились в работах инженерно-геологического направления Л.П. Шлихтинга, Г.А. Штерна, М.С. Кавеева, В.П. Сперанского, С.Г. Каштанова, а в последнее время Е.Ф. Станкевича и М.М. Захарова.

Обобщение результатов инженерно-геологических исследований и составление крупномасштабных карт (распространения насыпных и намывных грунтов, доантропогенного рельефа, геоморфологической и др.) в Казанском тресте инженерно-строительных изысканий позволили довольно детально выявить изменения в рельефе, которые произошли под влиянием антропогенной деятельности.

Освоение человеком территории г. Казань началось более 800 лет назад. За это время в рельефе произошли значительные изменения. Наибольшей интенсивности антропогенный морфогенез достиг во вторую половину XX века, особенно в связи с сооружением Куйбышевского водохранилища и усилением гражданского и промышленного строительства на "неудобных" землях. Комплекс антропогенных изменений в рельефе, наблюдавшийся в г. Казань, характерен для многих городов СССР и поэтому может считаться типичным.

Казань расположена в долине Волги в устье р. Казанка, которая делит город на две части: северо-западную и юго-восточную. Антропогенный морфогенез проявился не только в пределах городской черты, но и на прилегающих территориях. В первую очередь это относится к нано- и микроформам, которые были изменены при сельскохозяйственном освоении ранее залесенных пространств. Локальные антропогенные формы возникли в местах поселений, устройства дорог, добычи местных полезных ископаемых: песка, глины, строительного камня, торфа. Наибольшее воздействие хозяйственной деятельности человека на рельеф проявилось в пределах пойменных террас рек Волга и Казанка, меньше - на I, II, III и IV надпойменных террасах и коренном склоне долины Волги.

Пойменные террасы на участках, примыкающих к I надпойменной террасе, особенно в юго-восточной части города, а также по правому берегу оз. Ближний Кабан и протока Булак издавна использовались под застройку. В результате постепенного накопления культурного слоя поверхность поймы поднималась и почти сравнялась с поверхностью I надпойменной террасы. Поэтому при геоморфологическом картировании эти участки, как правило, относились к I надпойменной террасе (рис. 1). Для сообщения между юго-восточной и северо-западной частями города были отсыпаны дамбы для дорог по пойме р. Казанка и по протоке между озерами Ближний и Дальний (Средний) Кабаны. До создания Куйбышевского водохранилища существовали две земляные дамбы на пойменной террасе Волги между городом и пристанями на Волге.

Для защиты города от затопления водами Куйбышевского водохранилища на пойме, а участками на I надпойменной террасе, были построены (намыты) защитные дамбы; на больших участках, в том числе и в северо-западной части города, произведен намыв песчаных грунтов до отметок поверхности I надпойменной террасы. Общий объем перемещенных грунтов при строительстве только защитных сооружений г. Казань составил 17 млн. $м^3$, общая длина построенных защитных и транспортных дамб - 31,6 км.

Большие изменения в рельефе пойменной террасы в районе г. Казань были сделаны при подготовке ложа Куйбышевского водохранилища (строительство речного порта, мола, судовых прорезей). В последние годы на больших площадях участков затопленной поймы производится добыча песка, что приводит к изменениям рельефа на дне водохранилища.

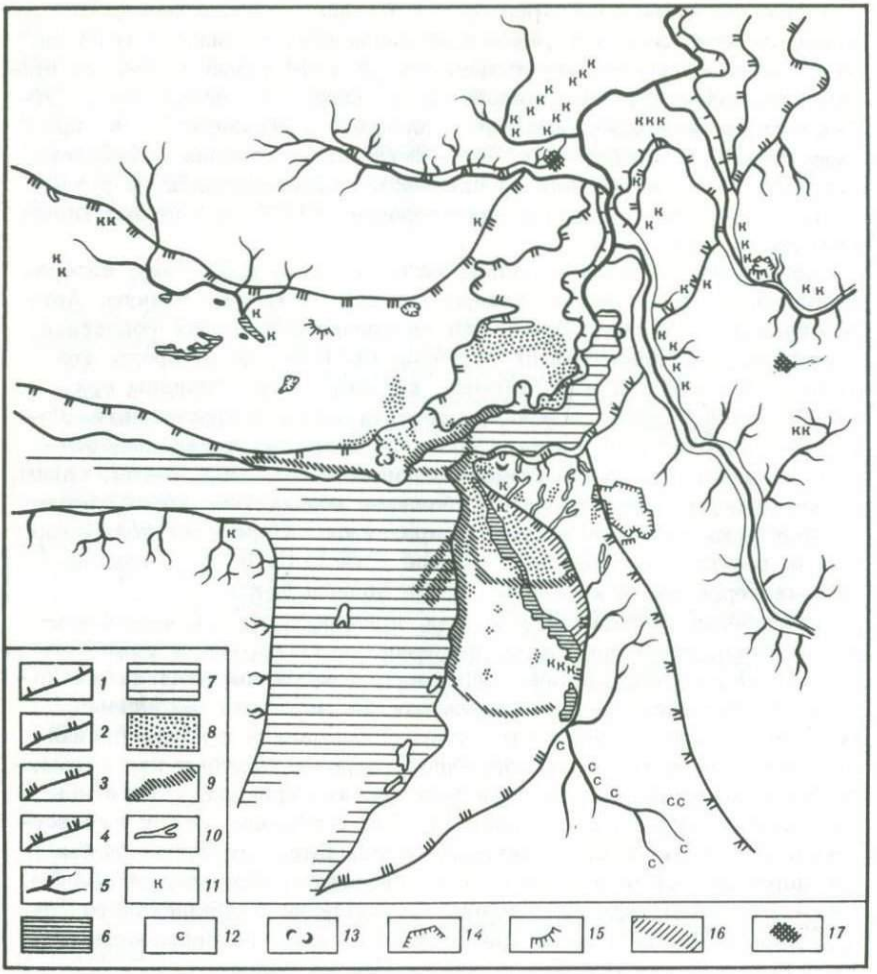


Рис. 1. Схема проявлений антропогенного морфогенеза на территории г. Казань

1–4 – бровка надпойменной террасы: *1* – первой, *2* – второй, *3* – третьей, *4* – четвертой; *5* – растущие овраги; *6* – внутренние водоемы; *7* – акватории водохранилища; *8* – участки распространения насыпных и намывных грунтов повышенной мощности; *9* – дамбы и насыпи; *10* – засыпные овраги; *11* – места карстовых провалов; *12* – места карстово-суффозионных провалов; *13* – оползни; *14* – участки старых карьеров; *15* – отвалы; *16* – притеррасовое понижение на первой надпойменной террасе, занесенное делювиально-пролювиальными отложениями; *17* – свалки

814

В северо-западной части г. Казань защитными дамбами был отделен от водохранилища отрезок излучины р. Казанка с пойменной террасой. На одних участках на поверхности пойменной террасы намыты песчаные грунты, на других произведено облагораживание территории (разбиты парки, произведена планировка, земля занята под огороды). Таким образом, первоначальный рельеф в результате целенаправленных работ был существенно изменен.

Первая надпойменная терраса в городской черте сильно застроена. В старых частях города накопился значительной мощности культурный слой, который снивелировал многие неровности.

Общая площадь поверхности I надпойменной террасы в районе озер Нижний и Средний Кабан, надстроенной насыпным и намывным грунтами, составляет 3,0-3,5 км^2 (ложбины, заболоченные впадины). На западном берегу озер Ближний и Дальний Кабан в прошлом столетии существовали карьеры кирпичных суглинков. К настоящему времени эта территория выровнена и застроена. В северо-западной части города на обширном торфяном болоте в тыльной части I надпойменной террасы до середины нашего столетия производилась добыча торфа. При расширении города старые торфяные карьеры и пониженные участки, примыкающие к ним, общей площадью 4-5 км^2 после намывания или отсыпки песчаного слоя 3-6-метровой мощности, были застроены. Намыв и подсыпка грунтов производились и на многих других пониженных участках и по дорожным дамбам.

В комплекс защитных мероприятий от подтопления Куйбышевским водохранилищем вошли дренажные канавы, подводящие ливневые воды и излишки воды из озер Кабаны к насосным станциям.

Интересным примером косвенного влияния антропогенной деятельности являются изменения рельефа на участке притеррасового понижения в тыловой части I надпойменной террасы в юго-восточной части города в районе озер Кабаны. При сведении лесов и развитии земледелия на высоких террасах (над описываемым участком) началось интенсивное оврагообразование и смыв почв. В результате сноса тонкообломочного материала в заболоченное притеррасовое понижение последнее было занесено суглинками и супесями, мощность которых местами достигает 5-7 м. Поверхность была выровнена и получила уклон от подошвы III надпойменной террасы к озерам Кабаны. При инженерно-геологических исследованиях под суглинистыми и супесчаными грунтами здесь обнаружен выдержанный слой торфа и заторфованных грунтов (рис. 2).

Характер антропогенного морфогенеза на высоких - II, III и IV надпойменных террасах был несколько иным. С началом земледелия и после сведения леса началась ускоренная эрозия: быстрый рост оврагов в юго-восточной части города, смыв почвы. Перед юго-восточной стеной Казанского Кремля, который несколько раз расширялся, создавались рвы глубиной 5-10 м. С высоких террас на низкие террасы делались из грунтов съезды, проводились дороги. В пределах застроенной части выравнивался рельеф, накапливался

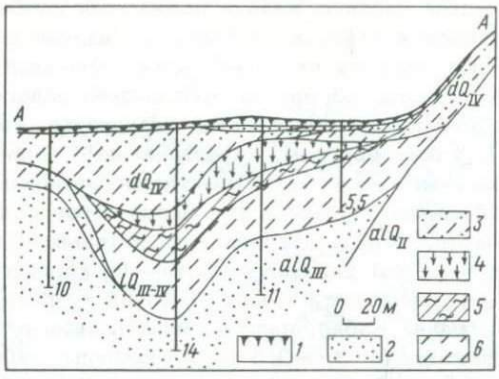


Рис. 2. Геолого-литологический профиль в районе улиц Подаметьевская и Студеная на I надпойменной террасе

1 – почвенный слой; *2* – пески мелкозернистые аллювиальные; *3* – супесь желтовато-коричневая и коричневая, делювиальная и пролювиально-делювиальная, в скв. 1 – прикрытая песком пролювиального происхождения; *4* – торф бурый, слаборазложившийся; *5* – глины черные и голубовато-серые иловатые, с болотным запахом; *6* – суглинки темно-серые и голубовато-серые с болотным запахом

культурный слой, наращивалась поверхность Земли. Застройка оврагов способствовала их закреплению. В пределах современной городской черты в прошлом и первой половине нашего века существовали карьеры кирпичных глин.

К настоящему времени территория карьеров между улицами Товарищеской и Калинина ("ямки") выровнена и застроена, вторая большая площадка восточнее (в Советском районе) (см. рис. 1) интенсивно застраивается. На правом берегу р. Киндерка, уже на коренном берегу р. Волга, расположен старый каменный карьер с большими отвалами, занимающий площадь 4000 × 1000 м. Одно время в районе этого карьера велась добыча строительного камня штольнями. В последующее время образовалось много провалов над горными выработками. На участках старой застройки (между Казанским Кремлем и парком культуры и отдыха им. М. Горького) рельеф III надпойменной террасы был выровнен за счет культурного слоя; и от былых мелких оврагов и ложков не осталось следов. Это сильно осложняет инженерно-геологическую оценку территории.

В последние годы в пределах городской черты производится планировка рельефа, засыпка или укрепление берегов. При освоении склонов высоких террас и оврагов под индивидуальные сады склоны террасируются и упрепляются. В центральной части города в результате утечек воды из водопроводных и канализационных систем активизировались карстово-суффозионные процессы. В северо-за-

падной части города освоение высоких террас под городскую застройку началось практически только в нашем веке. До этого большая часть территории была занята сельскохозяйственными угодьями. В этой части города в меньшей степени активизировались эрозионные процессы в силу местных условий. Однако и здесь появились песчаные карьеры, отвалы различных производств, свалки. Одна из них представляет продолговатый холм длиной 200-300 м. и высотой до 8 м. Свалки существуют и в юго-восточной части города.

В связи с сооружением Куйбышевского водохранилища произошел подъем уровня подземных вод, что на низких террасах местами вызвало заболачивание. На некоторых участках, где оказались затопленными канализационные трубы с вакуумными водосборами, стали образовываться мелкие провалы. В основании подмываемого склона III надпойменной террасы у Троицкого леса и в основании склона I надпойменной террасы отрезанной части долины р. Казанка начался суффозионный вынос мелко- и тонкозернистого песка. На первом участке активизировался старый оползень, на втором - возникло несколько новых оползней. Появились оползни на третьей надпойменной террасе в районе Арского кладбища за счет переувлажнения склона в местах свалки снега.

А. А. АСЕЕВ, А. П. ДЕДКОВ

СМЕНА КЛИМАТОВ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА

Роль климата. В программу секции были включены 53 доклада, материалы которых охватывают все главные аспекты проблемы, убедительно показывая большую роль климатических условий и их изменений в развитии рельефа равнинных и горных областей. Становится очевидным, что наряду с тектоническими движениями климатические изменения являются важнейшим фактором преобразования рельефа.

Вместе с тем, как отмечает Н.В.Думитрашко, проблема выявления климатических аспектов генезиса рельефа вызывает ряд методических трудностей, связанных с тем, что рельеф в интегральной форме отражает также влияние тектонического и литологического факторов. Особенно значительны эти трудности в горных областях, где влияние неклиматических факторов выступает особенно ярко. Н.В. Думитрашко подчеркивает большое значение для выявления геоморфологической роли палеоклиматов комплексного анализа коррелятных отложений.

В качестве индикаторов климатов прошлого рассматриваются самые разнообразные формы и элементы рельефа: поверхности выравнивания – пенеплены, педиплены, педименты (С.К. Горелов, А.П.Сигов и В.С. Шуб, В.И. Мозжерин, И.И. Новикова, В.И. Бурба и др., Н.В. Лукина, А.П. Дедков), речные долины (А.П. Сигов и В.С. Шуб, И.А. Волков, А.А. Асеев, О.А.Борсук и Ю.Г.Симонов, Г.П. Бутаков, В.И. Мозжерин, Л.Л. Розанов, Г.И.Лотоцкий, Ю.В. Бабанов, Г.Г.Турикешев, А.Н. Маккавеев, В.М. Муратов, Н.В. Кобец, Х. Дурдыев, В.Ф. Иванов) и асимметрия их склонов (Г.П. Бутаков, А.П.Алексонцева, Ю.В. Бабанов, В.И. Мозжерин, Г.И.Лотоцкий, Г.С.Ананьев), речные террасы (А.А.Асеев, Ю.М.Васильев, В.И.Мозжерин, Ю.В.Бабанов, И.А.Волков, М.П.Гричук и Г.А. Постоленко, Г.П.Бутаков, К.Н.Колобов, А.Н. Маккавеев, В.М.Муратов, С.А. Архипов и М.Р.Вотах), карст (А.В.Ступишин, А.М.Маринин, Н.В. Торсуев и С.А.Левин), склоновые формы (Ю.И. Васильев, В.И. Мозжерин, Ю.В.Бабанов, А.М. Трофимов, С.В.Хруцкий и Э.В.Косцова, Г.И.Лотоцкий, Г.Н.Бутаков), эоловые образования (И.А.Волков, И.М.Рослый, Н.И.Ключарев, Ю.М.Клейнер и С.А.Хондкариан), различные криогенные (А.А. Величко и О.М. Порожнякова, И.А. Волков, А.Б. Басаликас и К.И. Швядас, Г.П. Бутакова, С.В. Томирдиаро, Л.И. Измайлов и Ю.В. Кузнецов) и ледниковые формы (Е.В.Рухина, Н.Г. Суда-

кова и С.С. Карпухин, В.М. Муратов, Д.Б. Базаров, Р.Ц. Будаев, А.К. Толохонов, О.Ю. Глушков, Е.Ф. Иванов, В.С. Шейнкман, И.С. Воскресенский).

При изучении реликтов рельефа, отражающих климаты прошлого, все более широко используется анализ материалов аэро- и космической съемки (А.А. Величко и О.М.Порожнякова, Н.В.Кобец, Н.Г.Судакова и С.С. Карпухин).

Используя классификацию И.П. Герасимова, можно сказать, что климатические условия определяют прежде всего характер элементов морфоскульптуры. Однако в вопросе о том, в какой степени климатический фактор определяет характер морфоструктурных элементов, мнения авторов тезисов существенно расходятся.

В тезисах В.Н.Смирнова и его соавторов утверждается, что морфоструктурная основа рельефа по отношению к климату азональна и поэтому не может служить его индикатором. Таким индикатором является лишь морфоскульптура. Судя по публикациям в нашей литературе, эта точка зрения имеет широкое распространение. В то же время А.Г. Золотарев полагает, что в последние годы при изучении морфоструктур почти все внимание уделяется эндогенной составляющей и весьма незначительное – экзогенной. Из-за такого одностороннего подхода теряется методологическая сущность понятия о морфоструктурах как о формах, развивающихся в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов. Экзогенная составляющая морфоструктур во многом зависит от климата, этапность палеоклиматических изменений находит яркое отражение в морфоструктурах. Климатическая этапность, наряду с этапностью эндогенной, должна учитываться в классификациях и районировании элементов морфоструктуры. А.Г. Золотарев замечает, что при анализе морфоструктур в связи с исследованиями гипергенных полезных ископаемых и выявлением геоморфологическими методами эндогенного оруденения значение изучения климатического фактора и экзогенной составляющей трудно переоценить.

О зависимости крупных форм рельефа, именуемых морфоструктурами, от климатических условий говорится также в ряде других тезисов. Так, Ю.М.Клейнер и С.О.Хондкариан считают, что характернейшей формой рельефа равнинных районов аридных зон являются бессточные денудационные котловины различных размеров, ограниченные крутыми склонами. Зональный характер их доказывается тем, что именно здесь в большинстве случаев происходит не заполнение впадин и разрушение крутых бортов, что закономерно для других климатических зон, а углубление и, во всяком случае, сохранение на протяжении весьма длительных отрезков геологической истории, характеризующихся аридными условиями. Иными словами, впадины имеют в основе тектонический генезис, но их морфологический тип и общая некомпенсированность – зонально-климатические особенности.

С.А. Архипов и М.Р. Вотах приходят к заключению о ведущей, в ряде случаев, роли климата в формировании крупных элементов современного рельефа Западно-Сибирской равнины.

Реликтовые формы и современный рельеф. Существенно различные взгляды в нашей литературе, в статьях настоящего тома, а также в тезисах докладов высказываются о степени участия реликтовых форм и поверхностей в современном рельефе. Так, Н.В.Смирнов, Э.Э.Титов и В.Г.Шахтыров делают вывод о том, что древние формы рельефа в виде реликтов сохраняются крайне редко. Судя по публикациям последних лет, подобная точка зрения получила распространение среди части советских геоморфологов (А.Н. Криволуцкий, Ю.Г. Симонов и др.). В то же время обширная советская и зарубежная литература и большое количество представленных статей и тезисов докладов свидетельствуют о том, что реликтовые формы, возникшие в различных климатах прошлых геологических эпох, нередко преобладают в современном рельефе. Так, в умеренном поясе на водоразделах обычно сохраняются реликты древних поверхностей выравнивания, иногда древних аккумулятивных равнин, формировавшиеся в гумидных тропических климатах мезозоя и палеогена, семигумидных и семиаридных климатах неогена. На склонах же преобладают плейстоценовые перигляциальные реликтовые формы (статьи А.П. Сигова и В.С. Шуба, А.А. Асеева, Ю.М. Васильева, В.И. Мозжерина, Ю.В.Бабанова, И.А. Волкова, И.И.Новиковой, В.И.Бурбы и др., А.Б.Басаликаса и К.И.Швядаса, Г.П.Бутакова, С.В.Хрущкого и Э.В.Косцовой, А.И.Алексанцевой, Г.И.Лотоцкого, В.М.Муратова и др.). С этими реликтовыми поверхностями и формами связаны остатки континентальных осадочных формаций определенного ландшафтно-климатического типа, содержащие определенные комплексы полезных ископаемых.

Большинство статей по данной проблеме посвящено вопросам климатической обусловленности различных экзогенных процессов и создаваемых ими форм рельефа и рыхлых отложений.

Развитие склонов и выравнивание рельефа. Обобщение представленных материалов позволяет утверждать, что возникшие в разное геологическое время под действием тектонических или экзогенных (эрозионных, абрационных, ледниковых, карстовых и других) процессов склоны в различных климатических условиях в результате воздействия собственно склоновых процессов испытывают неодинаковое по направлению и скорости развитие. При этом можно выделить для разных эпох и климатов три основные тенденции развития склонов.

1. Выполаживание склонов, происходящее преимущественно под действием массовых движений продуктов выветривания и ведущее к общей пенепланации рельефа. Наиболее ярко проявилось в теплом и влажном климате мезозоя и палеогена (А.П. Сигов и В.С. Шуб; А.П. Рождественский и др.; С.К. Горелов; А.П. Дедков и др.) и перигляциальном климате плейстоцена (Ю.М.Васильев; С.В. Хрущкий и Э.В. Косцова; Г.П. Бутаков; В.И. Мозжерин; А.Б. Басаликас и К.И. Швядас, И.М. Рослый и др.).

2. Отступание склонов, происходящее преимущественно под действием плоскостной и линейной эрозии временных водотоков и веду-

щее к педиментации и общей педипланации рельефа. Наиболее характерно для семигумидных и семиаридных климатов неогена (А.П. Сигов и В.С. Шуб; И.И. Новикова; В.И. Бурба и др.), перигляциального климата (криоксеротическая стадия) плейстоцена (В.И. Мозжерин, Ю.В. Бабанов и А.М. Трофимов; Г.П. Бутаков и др.).

3. Относительная стабилизация склонов малой и средней крутизны в условиях развития сомкнутого растительного покрова. Характерна для умеренного гумидного климата межледниковий плейстоцена и голоцена. Хорошо сохраняются реликтовые поверхности, созданные в предшествующие эпохи перигляциального климата (А.А. Асеев, Ю.М.Васильев, Г.П. Бутаков, В.И. Мозжерин, Ю.В. Бабанов и др.).

Неоднократная смена в четвертичном периоде умеренного гумидного и перигляциального климатов приводила к неоднократной смене фаз активизации и стабилизации склоновых процессов. Это положение особенно ясно сформулировано в докладах А.А. Асеева, Ю.М.Васильева, С.В. Хрущкого и Э.В. Косцовой, А.П. Дедкова, В.И. Мозжерина, Ю.В. Бабанова и А.М. Трофимова и др.

Перигляциальная склоновая денудация – прежде всего солифлюкция – обнаруживает большую зависимость от условий инсоляции. Более сухие склоны южной и западной экспозиций подверглись денудации и выполаживанию в большей степени, чем более влажные склоны северной и восточной экспозиций. В связи с этим в плейстоцене в перигляциальной зоне Русской равнины сформировалась инсоляционная (климатическая) асимметрия склонов долины и междуречий, сохраняющаяся в качестве реликта в современном рельефе (Г.Н. Лотоцкий), А.И. Алексенцова и Г.П. Бутаков, Ю.В. Бабанов, В.И.Мозжерин).

На севере и северо-востоке Сибири развит северный вариант инсоляционной асимметрии склонов, продолжающей свое формирование и в настоящее время. По данным Г.С. Ананьева, на северо-востоке крутые склоны северной экспозиции за позднеплиоценовое – четвертичное время отступали со средней скоростью 0,7 мм/год.

Климатический фактор играет определенную роль в формировании ярусности рельефа. Так, Н.В. Лукина показывает, что эрозионные уступы некоторых ярусов рельефа Копетдага образовались исключительно за счет эрозионных процессов в результате увлажнения климата или резкого снижения базисов эрозии, которое происходило под влиянием климатических изменений. И.В. Букина замечает, что недооценка климатического фактора может привести к ошибочным выводам об истории тектонического развития горных систем и времени проявления импульсов тектонической активности.

Речные долины и террасы. Изменения климатических условий ведут к перестройкам продольных и поперечных профилей речных долин, обусловливают смену фаз эрозии и аккумуляции. В соответствии с наиболее общими представлениями в гумидном климате межледниковий происходило врезание долинной сети, связанное с увеличением жидкого и уменьшением твердого стока. Доказательством служит то обстоятельство, что четвертичные эрозионные вре-

зы на Русской равнине и в Сибири выполнены "нормальным" (гумидным) аллювием. Фазы аккумуляции в долинах внеледниковой зоны приходятся на ледниковые эпохи, о чем свидетельствует широкое развитие в долинах аллювиальных, склоновых и эоловых отложений перигляциальной формации, всюду перекрывающих "нормальный" аллювий. Такой наиболее общий взгляд выражен в статьях А.А. Асеева, А.П. Дедкова, В.И. Мозжерина, Б.И. Фридмана, Л.Л. Розанова и ряда других исследователей. Она известна также по ранее опубликованным работам Н.И. Маккавеева, Г.И. Горецкого, Э.И. Равского и других.

Иная точка зрения выражена в докладах Ю.М.Васильева, М.П.Гричук и Г.А. Постоленко. Так, последние авторы на основании палеоботанического изучения многочисленных разрезов аллювиальных отложений Северной Евразии считают, что врез рек и начальные фазы аккумуляции в долине приходятся на криоксеротическую и термоксеротическую стадии климата в каждом ритме, т.е. тяготеют к максимуму аридизации и контрастности климата. Иными словами, по палинологическим данным, углубление долин начинается в середине ледниковых эпох, оно связано с аридизацией перигляциального климата. Ю.М. Васильев, опираясь на материалы изучения речных долин и аллювия Русской равнины, также считает, что углубление долин происходит во вторую половину ледниковья и в начале последующего межледниковья т.е. в эпохи максимальной аридизации климата. Эти выводы, однако, противоречат результатам теоретических и экспериментальных исследований (А.И. Маккавеев и др.), в соответствии с которыми вызванное аридизацией климата уменьшение жидкого стока и увеличение твердого ведут к усилению аккумуляции, а не глубинной эрозии.

Согласно третьей точке зрения врезание рек происходило в холодном климате ледниковий. Так, И.А. Волков полагает, что на равнинах умеренного пояса Северного полушария время перехода от интергляциальных условий к гляциальным сопровождалось общей активизацией мерзлотно-солифлюкционных процессов на склонах и резкой активизацией эрозии в долинах, возрастанием транспортной работы рек. Нельзя не заметить, что по мнению многих других авторов статей именно усиление склоновых процессов и твердого стока рек препятствовало глубинной эрозии в перигляциальных условиях (Ю.М. Васильев, В.И. Мозжерин, Г.П. Бутаков и др.).

Вполне очевидно, что решение вопроса о климатической привязке фаз эрозии и аккумуляции в речных долинах в цикле ледниковье-межледниковье имеет принципиальное значение для познания геоморфологии и стратиграфии четвертичных отложений плейстоценовой перигляциальной зоны.

С этой проблемой неразрывно связан вопрос о роли климатических условий и их изменений в формировании аллювиальных толщ и речных террас.

В тезисах докладов А.А. Асеева, Ю.М. Васильева, Г.П. Бутакова, Б.И. Фридмана и др. отмечается двучленное строение средне-

814

и верхнеплейстоценовых террас рек Русской равнины. Нижний горизонт сложен "нормальным" аллювием перстративного типа, сформировавшимся в условиях гумидного умеренного климата межледниковий, преимущественно в термогигротические стадии. Верхний горизонт аллювия, имеющий констративное строение, формировался в перигляциальном климате.

Ряд авторов приходят к выводу о ведущей роли климатического фактора в формировании террас (Ю.М. Васильев, М.П. Гричук и Г.А. Постоленко, С.А. Архипов и М.Г. Вотах, В.И. Моэжерин). Климатическая обусловленность двучленного строения террас вполне очевидна. Однако чем же можно объяснить формирование террасовой лестницы?

Ю.М. Васильев отмечает, что на равнинах Европейской части СССР межледниковые нижние свиты разных террас и аллювий современной поймы лежат не только параллельно друг другу, но и на почти равных высотах. Отсюда становится ясным, продолжает Ю.М.Васильев, что тектонические движения, за исключением локальных, не играли существенной роли в создании лестницы террас в речных долинах. Подобные же факты отмечает в Поволжье В.И. Моэжерин. По мнению Ю.М. Васильева, наличие лестницы террас обусловлено последовательно сокращающейся мощностью верхних аллювиальных свит от верхних террас к нижним. Формирование террас обусловлено изменением осадконакопления в различные ледниковые эпохи.

Иное мнение высказано А.А. Асеевым. Начиная с середины среднего плейстоцена, климатически обусловленные ритмы флювиального рельефообразования проявлялись в условиях общего тектонического поднятия, что и привело к созданию террасовой лестницы в долинах.

В.М. Муратов полагает, что на Кавказе роль климата в формировании речных террас проявлялась в чередовании климатически обусловленных трансгрессий и регрессий морских бассейнов. О.П. Андриаш также считает, что на юге Украины главная роль в образовании эрозионных врезов принадлежит климатически обусловленным трансгрессиям и регрессиям Черного моря. Следует заметить, что, по мнению Ю.М. Васильева, образование террас на Русской равнине не связано с изменением высоты базиса эрозии, так как многие верхние свиты аллювия надпойменных террас образовались при понижении базиса эрозии – регрессии морских бассейнов (имеются в виду Каспийское, Азовское, Черное моря), тогда как нижние свиты формировались при повышении базиса эрозии (при трансгрессиях).

Климатические изменения обусловливают перестройки не только продольных профилей долин, но и поперечных. А.Н. Маккавеев устанавливает, что для речных долин современной (р. Грён, Шпицберген) и плейстоценовой (Западная Двина) перигляциальной зон характерны черты сходства: в обоих случаях тыловые швы террас выражены плохо. Эта особенность морфологии перигляциальных долин связана с развитием мощных шлейфов делювиально-солифлюкционных отложений, переходящих со склонов на днища долин и террасы

(статьи К.Н. Колобова, Г.П. Бутакова, В.И. Мозжерина и др.). В результате поперечный профиль долин становится мульдообразным, и эта мульдообразность выражена тем лучше, чем меньше долины. В качестве реликта позднеплейстоценового перигляциального климата рассматриваются долины малых рек с резко выраженной асимметрией инсоляционного (климатического) типов (Г.И. Лотоцкий, А.И. Алексенцева, Г.П. Бутаков, Ю.В. Бабанов, В.И. Мозжерин). В то же время, как показывают статьи С.В. Хруцкого и Э.В. Косцовой, Г.П. Бутакова и др., боковые смещения русел рек, боковая эрозия и связанная с этими процессами асимметрия склонов долин значительных рек проявляются преимущественно в гумидном климате.

Х. Дурдыев в качестве индикатора влажности климата различных эпох четвертичного периода в Туркмении рассматривает размеры аккумулятивных равнин в устьях рек. О.А. Борсук и Ю.Г. Симонов подчеркивают, что климат влияет главным образом на долины рек низких порядков (т.е. долины малых рек).

Криогенные процессы. Еще в 40–50-х гг. текущего столетия работами советских и зарубежных исследователей установлено широкое распространение в умеренном поясе реликтовых криогенных форм и текстур, свидетельствующих о былом развитии здесь многолетней мерзлоты. С тех или иных позиций эти вопросы затрагиваются в докладах А.А. Величко и О.М. Порожняковой, Г.П. Бутакова, М.В. Муратова, Л.К. Веселовой и Г.В. Гельдыевой; Л.Б. Базарова и др.; С.В. Томирдиаро и др. При этом ряд исследователей, вслед за А.А. Величко, полагают, что максимум похолодания и, как его следствие, максимум развития многолетней мерзлоты и криогенных процессов не совпадают с максимальным плейстоценовым оледенением, а приходятся на поздний плейстоцен, преимущественно на вторую его половину (Л.К. Веселова и Г.В. Гельдыева, М.В. Муратов, В.С. Шейнкман и др.). Другие авторы, наоборот, полагают, что максимум похолодания все же был в среднем плейстоцене (И.С. Воскресенский). Известный фактический материал по востоку Русской платформы свидетельствует о том, что в среднем плейстоцене и первой половине позднего плейстоцена криогенные процессы имели значительно большее развитие, чем в конце позднего плейстоцена. Возникает вопрос, имеется ли прямая связь между размерами ледниковых щитов, степенью суровости климата и степенью развития криогенных процессов.

Роль криогенных процессов выражалась не только в создании малых форм рельефа. Под действием морозного выветривания и склоновой денудации происходит выравнивание рельефа – криопланация (А.А. Асеев, Ю.М. Васильев, В.И. Мозжерин, Г.П. Бутаков, И.М. Рослый и др.). Даже созданный валдайским оледенением рельеф, по данным А.Б.Басаликаса и К.И.Швядаса, подвергся значительной криопланации. Мелкохолмистый моренный рельеф был оглажен до стадии вторичных моренных равнин, крупнохолмистый моренный рельеф лишился замкнутых отрицательных форм, приобрел новые своеобразные очертания холмов и увалов с удлиненными склонами.

По данным С.В. Томирдиаро, Л.И. Измайлова и Ю.В. Кузнецова Восточно-Сибирская низменность, сложенная позднеплейстоценовым лёссово-ледовым комплексом, во время климатического оптимума голоцена подверглась сильной озерно-термокарстовой переработке, в результате которой ее поверхность на значительной площади была понижена на 20-30 м.

Следы древнего оледенения на равнинах и в горах позволяют реконструировать палеоклиматическую обстановку времени ледниковой седиментации и рельефообразования. Депрессия снеговой границы в горных странах издавна является важным геоморфологическим индикатором палеоклимата, на что обращают внимание В.И. Смирнов, Э.Э. Титов и В.Г. Шахтыров в общей форме и особенно И.С. Воскресенский применительно к горной системе Черского, где она объясняется главным образом похолоданием. Е.В. Рухина обращает внимание на роль вытаивания погребенных глыб льда в формировании инверсионного водно-ледникового аккумулятивного рельефа. Возможности реконструкции ледникового морфолитогенеза по характерным формам и типам ледникового рельефа, благодаря тесным парагенетическим связям между ними, освещаются в докладе Н.Г. Судаковой и С.С. Карпухина на материалах бассейна Верхней Волги.

Озерность - один из показателей свежести и генетических особенностей ледникового рельефа. Связь ледникового рельефа и озерных ванн горных долин Тянь-Шаня с колебаниями климата нашла свое отражение в статье Д.В. Севастьянова.

Интересные формы ребристого и сетчато-ячеистого ледникового аккумулятивного рельефа впервые для горных стран СССР описаны Б.А. Борисовым и Е.А. Мининой.

3-х - 4-х-кратное оледенение Северного Прибайкалья в числе прочих экзогенных факторов рельефообразования отмечается Д.Б.Базаровым с соавторами. Более молодой возраст многих скульптурных форм рельефа Западной Сибири, чем это было принято считать раньше, устанавливается по результатам изучения рельефа зырянского оледенения С.А. Архиповым и М.Р. Вотах.

В докладах О.Ю. Глушковой и В.Ф. Иванова рассматриваются особенности оледенения крайнего Северо-Востока СССР как индикаторы палеоклимата этой территории в позднем плейстоцене. Следы деградации сартанского оледенения на этой территории в виде серии конечных морен и ригелей освещены в докладе В.С. Шейкмана.

В целом статьи и доклады, посвященные ледниковому морфогенезу, ставят вопрос об относительной значимости отдельных гляциоморфологических индикаторов палеоклиматических условий во время оледенений гор и равнин.

Эоловые процессы. Эоловые формы являются надежными индикаторами сухого климата - теплого или холодного. По данным Ю.М. Клейнера и С.О. Хондкариана в Центральной и Средней Азии массивы эоловых песков начали формироваться с середины плиоцена. Этот возрастной рубеж, судя по другим приводимым указанными авторами данным, является началом установления пустынного климата.

В плейстоценовой перигляциальной зоне во вторую половину ледниковий происходила активизация эоловых процессов, в связи с чем во многих районах умеренного пояса распространены древние песчаные дюны и покровы лёссов и лёссовидных пород (И.А. Волков, Г.П. Бутаков, И.М. Рослый). По материалам Н.И. Ключарева на высоких террасах долины Средней Волги широкое распространение имеют эоловые отложения, образовавшиеся в позднем плейстоцене в результате выдувания из уступов высокой террасы песка и пыли. Состав этих отложений отличается зональным строением.

Карст. Как утверждает А.М. Маринин, формы рельефа, обусловленные деятельностью карстовых процессов, являются зеркалом климата. По его данным среди большого разнообразия карстовых форм Алтая значительная роль принадлежит реликтовым формам. Так, в переменно-влажном климате конца мезозоя на известняковых массивах Алтая формировался голый карст средиземноморского типа. А.В. Ступишин приходит к выводу, что в Поволжье палеокарст континентальных эпох палеозоя и мезозоя ближе современному карсту тропиков, чем умеренного пояса. С.А. Левин и Н.П. Торсуев полагают, что современная густота озерной сети северной покатости Русской равнины представляет собой отражение смены климата позднего плейстоцена и голоцена.

Состав рыхлых образований. Надежным индикатором палеоклиматических условий является фациально-генетический и литологический состав континентальных отложений. В той или иной степени этот вопрос находит отражение в статьях и докладах Б.С. Лунева и др., И.И. Новиковой, В.И. Бурбы и др., А.П. Рождественского и др., О.А. Раковец, Ю.К. Ивашинникова, В.В. Лобанова, А.П. Сигова и В.С. Шуба. Материалы этих работ охватывают различные районы страны – от Русской равнины до юга Дальнего Востока и Чукотки. Обобщение всех материалов позволяет наметить следующую климатическую обусловленную этапность изменения состава континентальных отложений.

1. Поздняя пермь – ранний триас. Сухой и теплый климат (Русская равнина, Урал), значительная полимиктовость обломочного материала со значительным содержанием неустойчивых минералов.

2. Мезозой – палеоген. Интенсивное химическое выветривание в теплом и влажном климате, максимальная олигомиктовость рыхлых отложений (преимущественно кварцевые пески и галечники, каолиновые глины), минимальное содержание неустойчивых минералов.

3. Неоген. Аридизация климата, господство семигумидных и семиаридных климатов. Развитие красноцветных кор выветривания и продуктов их переотложения, уменьшение полимиктовости отложений и увеличение содержания неустойчивых минералов.

4. Четвертичный период. Общее похолодание, господство гляциального, перигляциального, умеренного гумидного, семиаридного и аридного климатов. Преобладание физического выветривания обусловило минимальную олигомиктовость отложений и максимальное содержание неустойчивых минералов.

Изучение разновозрастного четвертичного аллювия различных районов СССР, проведенное Б.С. Луневым, Б.М. Осовецким и Г.Н. Сычкиным, позволило сделать важный вывод: при одних и тех же сменах климатических условий на равнинах отсутствует закономерное изменение состава разновозрастного аллювия; в горных обстановках оно проявляется в увеличении доли устойчивых минералов и уменьшении выхода тяжелой фракции для древних отложений что в первую очередь объясняется сменой питающих провинций. Указанные авторы отмечают, что в горных районах древнечетвертичный аллювий представляет собой в значительной мере переработанную кору выветривания, в то же время более молодые речные отложения накапливались за счет размыва подстилающих коры выветривания пород, среди которых обычны изверженные породы с высоким выходом неустойчивых минералов.

Климатически обусловленные этапы развития рельефа. А.П. Рождественский, И.К. Зиняхина и Ю.Л. Кисарев в мезокайнозойской истории развития рельефа Южного Урала выделяют три крупных климатически обусловленных этапа:

1. Позднепермский – раннетриасовый. Жаркий сухой климат, интенсивное физическое выветривание и деятельность временных водотоков.

2. Среднетриасовый – среднеолигоценовый. Преобладание теплого и влажного климата, пенепленизация и корообразование.

3. Позднеплиоценовый – четвертичный. Климаты семиаридный (миоцен) и умеренный гумидный (плиоцен, четвертичный период). Эрозия и денудация, приведшие к уничтожению древних кор выветривания на большей части площади.

Последний этап, судя по материалам А.П. Сигова и В.С. Шуба, может быть подразделен на два самостоятельных этапа: миоценовый (семиаридный климат, красноцветное выветривание и педипланация рельефа) и плиоцен-четвертичный (образование долинных врезов).

Эти климатически обусловленные этапы развития рельефа характерны не только для Урала, но, с некоторыми вариациями, и для большей части территории СССР в пределах умеренного пояса. Фрагменты этой периодизации в различных районах Союза находят отражение в статьях и докладах А.В. Ступишина, И.И. Новиковой, В.И. Бурбы и др., О.А. Раковец, Ю.К. Ивашинникова. Вполне закономерно совпадение этапности развития рельефа с охарактеризованной ранее этапностью изменения состава континентальных отложений. Морфогенез и континентальный литогенез – две стороны единого процесса преобразования поверхности земной коры, во многом определяемого климатическими условиями и их изменениями.

Состояние изученности проблемы о зависимостях развития рельефа от смены климатов и материал, содержащийся в представленных статьях, позволили кураторам предложить для обсуждения на заседании секции следующие вопросы:

1. Методы расчленения влияния смен климатов и литолого-тектонического фактора при анализах рельефа и коррелятных отложе-

ний. Сочетание климатической и тектонической ритмичности в рельефообразовании.

2. Зависимость элементов морфоструктуры от климата и этапности его изменений.

3. Соотношение современных и реликтовых форм и поверхностей в рельефе регионов с различной историей проявления климатической изменчивости.

4. Особенности развития склонов в различных ландшафтно-климатических условиях геологического прошлого.

5. Климатически обусловленные фазы эрозии и аккумуляции в речных долинах. Роль климата и его изменений в формировании различных типов речных долин, террас и аллювия.

6. Климат и механизм денудационного выветривания рельефа. Климатические условия формирования пенепленов, педиментов и педипленов.

7. Климатические особенности, определяющие размеры древних оледенений и интенсивность проявления криогенных процессов. Гляциоморфологические индикаторы климатических условий оледенений гор и равнин.

8. Карстовые эоловые и другие формы рельефа как индикаторы климатов прошлого.

9. Геоморфологические индикаторы эпох аридизации и увлажнения в пустынях и полупустынях. Соотношение аридных и плювиальных эпох с ледниковьями и межледниковьями.

10. Климатически обусловленные этапы развития рельефа территории СССР и отдельных регионов.

11. Основные задачи и пути улучшения координации и исследований геоморфологической роли климатов прошлого.

А. А. АСЕЕВ

ФЛЮВИАЛЬНЫЙ МОРФО- И ЛИТОГЕНЕЗ НА РАВНИНАХ ПОД ВЛИЯНИЕМ ЧЕРЕДОВАНИЯ ГУМИДНЫХ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ МОРФОКЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Современная густая и сложно разветвленная эрозионная сеть равнин гумидной морфоклиматической зоны в своей морфологии и генезисе флювиальных отложений отражает неоднократную смену морфоклиматических условий ледниковых и межледниковых эпох. Для оценки влияний колебаний климата четвертичного периода на развитие эрозионной сети необходимо выявить тектоническую составляющую развития эрозионного рельефа и восстановить исходный рельеф и континентальные отложения, сформировавшиеся на равнине к началу дестабилизации климата четвертичного периода. Попытаемся сделать это в самых общих чертах на примере внутренних частей Русской равнины, достаточно удаленных от влияний колебаний

базисов эрозии приемных морских бассейнов. В пределы рассматриваемой территории входят верхние и средние течения крупнейших рек Восточной Европы и бассейны большинства их притоков.

Исходный рельеф и континентальные отложения этой территории сформировались за достаточно длительную, почти втрое более продолжительную, чем весь четвертичный период, позднеплиоценовую эпоху общего слабого тектонического опускания и выравнивания, характеризующуюся расширением и выполнением речных долин аллювием и формированием наиболее молодой придолинной поверхности выравнивания [Асеев, 1978]. В морфоклиматическом отношении эта эпоха, наиболее подробно изученная в последнее время А.П. Дедковым с соавторами [1977], характеризуется семиаридной педиментацией, завершившей формирование денудационных ступенчатых равнин кайнозоя на огромных пространствах Средней и Восточной Европы.

Уже в позднеплиоценовую эпоху остепнения значительная часть ранее отложенных мезо-кайнозойских кор выветривания была снесена с междуречий, где они замещались относительно маломощными горизонтами семиаридного элювия. Только в областях более значительных относительных опусканий из продуктов его смыва формировались покровы сыртовых глин и суглинков с максимальной мощностью до 60-70 м [Бурба и др., 1978]. Широкие долины интенсивно заполнялись продуктами разрушения покровных отложений междуречий. В более гумидных северо-западных районах Русской равнины процесс разрушения рыхлого покрова междуречий протекал вероятно не менее интенсивно, что (вместе с последующим влиянием великих материковых оледенений плейстоцена) не способствовало сохранению континентальных отложений палеогена и неогена на очень обширной территории. Все же можно предполагать, что элювиальные отложения к началу четвертичного периода были распространены значительно шире, чем в настоящее время.

Фаза тектонического поднятия и глубокого врезания речных долин на границе плиоцена и плейстоцена, стимулировавшая возникновение первых покровных оледенений, была кратковременной и поэтому хотя и способствовала расчленению междуречий, но еще не создала всей разветвленной эрозионной сети. Некоторым основанием для такого предположения является относительная молодость многих притоков (например, Клязьмы), не имеющих раннеплейстоценовых переуглублений, свойственных главным долинам: Москва-реке, Оке, Волге [Асеев, Веденская, 1962]. Тем не менее эта фаза определила формирование современных речных бассейнов перигляциальной зоны.

Дальнейшее наступание ледников раннего плейстоцена и перигляциальные условия за их пределами произвели огромную, хотя и незаметную в современном рельефе работу по переформированию речных долин и сносу с междуречий остатков дочетвертичного элювия, за счет чего были созданы не только мощные горизонты морен, но и повышенные мощности погребенного аллювия в долинах.

814

Наиболее яркие, непосредственно наблюдаемые следы в рельефе и отложениях ледниковой и перигляциальной областей оставила последующая эпоха общего тектонического опускания, на фоне которого протекали крупные колебания климата. Особенно ярко запечатлелся ее конец, совпадающий со среднеплейстоценовыми оледенениями. Именно в это время сложился привычный асимметричный облик наших крупных речных долин с очень широкими третьими надпойменными "боровыми" террасами преимущественно по левобережьям, достигающими 30–40 и более м отн. высоты.

Возникновение этого перигляциального феномена нельзя понять без учета тектонического опускания во время образования террас, определившего покровный тип залегания слагающих их удивительно сортированных песчаных отложений на межледниковом аллювии. Нельзя представить образование этих террас и без достаточно обильного транзитного питания ледниковыми водами на протяжении всего лета, несмотря на общую сухость условий перигляциальной зоны [Асеев, 1960].

Хордовый характер этих террас, установленный Н.И. Маккавеевым [1955] и Г.И. Горецким [1958], отчетливо показывает, что аккумуляция протекала преимущественно в среднем течении речных систем, убывая в низовьях, независимо от того, врезался ли устьевой участок реки (Дона и др.) ввиду геократической регрессии мирового океана, или наоборот подвергся ингрессии хазарского бассейна (Волга). Это свидетельствует об автономном развитии нижних отрезков речных систем. Еще характернее относительное снижение третьих надпойменных террас и уменьшение мощности слагающих их отложений в верхнем течении рек, где они смыкаются с маломощными долинными зандрами. Кроме того, укрупнения состава песчаных отложений этих террас вверх по течению почти не наблюдается. Все это указывает на независимость процесса формирования хордовых террас от питания влекомыми ледниковыми (флювиогляциальными) наносами, которые аккумулировались в пределах зандров и в очень ограниченных количествах поступали в долины.

Таким образом, главным источником поступления наносов, формирующих хордовые перигляциальные террасы крупных речных долин, мог быть только принос материала притоками и поступление его со склонов долины. Роль ледникового питания рек проявлялась в повышении водности реки и изменении гидрологического режима с короткого весеннего на длительный летний паводок, что конечно повышало и транспортирующую способность перигляциальных рек, но не являлось причиной мощной аккумуляции наносов. Повышение водности вызывало большее пространственное распластывание зоны аккумуляции по течению реки, чем это наблюдается у перигляциальных рек, лишенных ледникового питания. Летний паводок способствовал отложению сортированных влекомых песчаных наносов и выносу всего взвешенного материала. Только к этим отложениям применим предложенный Г.И. Горецким [1958] термин половодно-ледниковые (просхозогляциальные) отложения перигляциальной формации.

Их наиболее характерные признаки состоят в однородном хорошо сортированном составе песков, малом падении поверхности вниз по течению, высоком залегании подошвы, отсутствии фаций размыва и базальных галечников, отсутствии четко выраженной косой слоистости, старичных фаций.

Нами уже отмечалось, что перестройка продольного профиля рек, выражавшаяся в усиленном накоплении наносов в среднем звене системы, вызывалась возрастанием суровости и континентальности климата, а не наличием перигляциальных условий как таковых (Асеев, 1963). Первоначальное похолодание климата в начале ледниковых эпох и усиление его континентальности сопровождалось возрастанием неравномерности, а не сокращением объема стока. Экспериментально доказано, что возрастание неравномерности стока вызывает регрессивную эрозию преимущественно в верховьях речной системы [Маккавеев и др., 1961]. И в природных условиях аккумуляцию в главном стволе речной системы вызывала эрозия в приводораздельной овражнобалочной сети, чему способствовало постепенное разреживание лесов. К первой половине ледниковой эпохи относит основное формирование перигляциального аллювия и Ю.М. Васильев [1973].

Дальнейшее развитие мерзлоты и возрастание сухости климата замедлили этот процесс. Фаза ускоренной эрозии на междуречьях сменилась более длительной фазой мерзлотно-солифлюкционного переформирования склонов. По наблюдениям Г.П. Бутакова [1975] в Поволжье на междуречьях в эту фазу формировался криоэлювий с наиболее распространенной мощностью 0,5–1 м, представленный, в зависимости от состава подстилающих пород, суглинками, глинами или известняковым щебнем в суглинистом заполнителе. Существование только одного горизонта криоэлювия свидетельствует о том, что при последующей вспышке эрозии он удалялся и вновь возникал в новую ледниковую эпоху.

Наибольшего развития в эту фазу достигали, однако, склоновые процессы, среди которых преобладала солифлюкция [Дедков, 1970], сглаживающая склоны эрозионного рельефа междуречий. Именно в рассматриваемое (московское) время междуречья перигляциальной зоны обрели тот пологий волнистый, увалистый или холмисто-увалистый эрозионно-солифлюкционный рельеф, сильно преобразовавший ледниковую морфоскульптуру днепровского времени, который с незначительными изменениями мы наблюдаем и в настоящее время.

Сложное строение делювиально-солифлюкционных шлейфов в Поволжье, которые стратиграфически расчленяются на несколько самостоятельных горизонтов, отражающих многократность ледниковых эпох, [Дедков, Бабанов, 1976] подтверждает наш вывод о том, что бóльшая часть делювиально-солифлюкционного материала так и оставалась в верхних звеньях речных систем, не достигая главных речных долин [Асеев, 1963]. В них, благодаря блужданию многорукавных русел, переотлагался ранее отложенный преимущественно хорошо сортированный песчаный материал. Ложные представления о

814

значительном поступлении материала со склонов создают многочисленные обнажения участков террас, непосредственно примыкающих к склонам долины (преимущественно правому). Только такие участки формирующейся террасы приобретали мощный суглинистый покров пойменной фации за счет переотложения делювиально-солифлюкционного материала. Даже в долинах относительно малых рек при их достаточной ширине высокие боровые террасы имеют преимущественно песчаный состав и содержат мало снесенного со склонов материала. В более узких долинах малых рек вся поверхность террасы погребалась переотложенными склоновыми шлейфами.

Начало позднего плейстоцена (микулинского межледниковья) ознаменовалось заметным врезанием речных долин, вызванным двумя совпадающими по направленности причинами: возобновлением общего тектонического поднятия, которое проявляется на обширных пространствах Евразии до настоящего времени, и увлажнением климата, связанным с переходом от ледниковой эпохи к межледниковью. Последний, климатический фактор играл более важную роль, поскольку врезание проявилось повсеместно, а позднеплейстоценовое поднятие в это время началось еще далеко не повсеместно, о чем свидетельствуют значительные морские окраинные трансгрессии.

Перестройка морфоклиматической обстановки от относительно сухой и континентальной перигляциальной к теплой и влажной гумидной отчетливо отразились в речных долинах, особенно в среднем их течении, в виде кратковременной волны регрессивной эрозии (Асеев, 1952). Поскольку это явление повторилось и в начале голоцена, главная его причина – в перестройке продольных профилей рек в связи с более обильным и равномерным жидким стоком и уменьшением твердого стока. Важно отметить, что в верховья главных рек и по их притокам регрессивная эрозия распространилась только к середине межледниковья, когда на среднем их течении, особенно на участках с тенденцией к локальным относительным опусканиям, уже преобладала аккумуляция аллювия.

Гумидные условия межледниковья в общем характеризовались образованием новой аллювиальной свиты нормальной мощности, заболачиванием пойм, затуханием склоновых процессов, вследствие задерновывания склонов долин и облесения бассейнов рек.

На фоне общего тектонического поднятия переход от гумидных условий микулинского межледниковья к перигляциальным условиям валдайской ледниковой эпохи тем не менее выразился в погребении межледникового аллювия перигляциальным. Формирование серии из двух низких надпойменных террас отражает перерыв перигляциальных условий во время более мягкого внутривалдайского плениинтерстадиала. Преимущественно песчаный однородный состав перигляциального аллювия этих террас свидетельствует не только о том, что поставщиком твердого стока явилась новая вспышка глубинной эрозии на междуречьях в начале оледенения, но и о процессе размыва песков высокой террасы и их переотложении в процессе новых блужданий многорукавных русел.

814

Однако отложения низких надпойменных террас (особенно первой) уже существенно отличаются от половодно-ледниковых отложений высокой террасы. Поэтому нельзя согласиться с Е.В. Шанцером [1966], который для рек без ледникового питания не видит каких-либо признаков, позволяющих выделить особый, собственно перигляциальный вариант равнинного аллювия. За аллювиальный генезис этих отложений говорит наличие слабо выраженных контактов размыва и редуцированных русловых фаций разнозернистых и косослоистых песков в основании свит, появление старичных линз в их средней части, более частые случаи появления суглинистых прослоев или даже горизонтов в верхней части свиты, которые могут быть отнесены к собственно пойменной фации аллювия.

От нормального гумидного аллювия их отличает зачаточная выраженность всех этих признаков, преобладание в составе свиты фации прирусловых отмелей, сложенных сортированными неяснослоистыми песками, что сближает их с половодно-ледниковыми отложениями. Поэтому целесообразно выделение особой перигляциальной разновидности аллювия. Вместе с тем следует решительно возражать против применения к ним термина "ледниковый аллювий" (гляциоаллювий), который более применим к аллювию горных рек с ледниковым питанием, а в равнинных условиях может быть выделен, с большой долей условности и пространственно ограниченно, только в переходной полосе между долинными зандрами и охарактеризованными выше высокими половодно-ледниковыми террасами.

Дальнейшие фазы развития экзогенных флювиальных процессов повторяли события конца московской - начала микулинской эпох. Только с середины голоцена в современном аллювии начинает отчетливо обособляться суглинистый горизонт пойменной фации, который отражает не только весенне-паводковый режим современных рек, но и растущее антропогенное влияние на усиление смыва с междуречий, выразившееся в сведении лесов и их распашке.

Современное обмеление рек и оживление эрозии и смыва в верхних звеньях речных систем только до некоторой степени сходны с процессами, вызывавшимися естественными изменениями климата в сторону похолодания и возрастания континентальности в геологическом прошлом. Последние протекали в рамках саморегулирующихся речных систем, в пределах которых происходили одновременно разные процессы изменения продольного профиля даже тогда, когда действие основной вызвавшей их причины уже прекратилось [Асеев, 1969]. Н.И. Маккавеев [1971] называет формы рельефа, образуемые такими процессами, гистерезиальными (задерживающимися). Однако и задерживание процессов не выходило за пределы саморегулирования системы.

Влияние мощного антропогенного фактора уже частично нарушило природное саморегулирование, которое, как показывает опыт борьбы с обмелением рек, не вполне заменяет искусственное зарегулирование стока, путем создания каскадов водохранилищ. Поэтому изучение природно-исторических изменений морфоклиматических

условий является необходимым элементом для создания научно обоснованных прогнозов дальнейшего антропогенного влияния на рельефообразование и осадконакопление.

В теоретическом отношении последовательное восстановление исторических стадий флювиального рельефообразования представляется наиболее надежным путем решения проблемы ритмичности экзогенного рельефообразования под влиянием колебаний климата. Оно показывает также, что природным экзогенным процессам свойственны как замедленные ("нормальные"), так и ускоренные, но кратковременные фазы развития, связанные с перестройками природных условий из одного устойчивого состояния в другое, ведущим звеном которых являются изменения климата. Флювиальный рельеф относительно быстро, хотя и с запаздыванием в некоторых звеньях системы, перестраивается в соответствии с изменением морфоклиматической обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

Асеев А.А. Палеогеография долины Средней и Нижней Оки в четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959.

Асеев А.А. Роль тектонического и климатического факторов в формировании аллювия равнинных рек. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1960, № 2.

Асеев А.А. Влияние климатических ритмов четвертичного периода на развитие эрозионной сети. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1963, № 1.

Асеев А.А. Основные особенности климата валдайского ледникового покрова в период его максимального распространения. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1969, № 1.

Асеев А.А. Общие особенности строения речных долин СССР как показатель ритма колебательных движений земной коры. – Геоморфология, 1978, № 2.

Асеев А.А., Веденская И.Э. Развитие рельефа Мещерской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Бурба В.И., Дедков А.П., Ясонов П.Г. О возрасте сыртовых глин Заволжья по палеомагнитным данным. –ДАН СССР, 1978, т.242, № 4.

Бутаков Г.П. Плейстоценовые перигляциальные явления в центре востока Русской равнины. – В кн.: Геоморфология и палеогеография: Материалы VI съезда ГО СССР. Л., 1975.

Васильев Ю.М. О формировании осадков в перигляциальной области. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1973.

Горецкий Г.И. О перигляциальной формации. – Бюл. комис. по изуч. четверт. периода, 1958, № 22.

Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970.

Дедков А.П., Бабанов Ю.В. Четвертичные отложения Татарской АССР. – В кн.: Вопросы географии Поволжья. Казань, 1976. Сб. 9.

Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в ее бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
Маккавеев Н.И. Сток и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1971.
Маккавеев Н.И., Хмелева Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В. Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961.
Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. – Тр. ГИН АН СССР, 1966, вып. 161.

Ю.В. БАБАНОВ, Г.П. БУТАКОВ, В.И. МОЗЖЕРИН

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЕ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЕ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

История изучения перигляциального морфогенеза на востоке Русской равнины насчитывает уже полувековую историю. Начало этим исследованиям было положено А.Н. Мазаровичем, Е.В. Шанцером, Б.Ф. Земляковым. Специально проводившееся в последние годы изучение плейстоценовых перигляциальных условий в развитии рельефа этого региона выявило его масштабы и роль. Суровые климатические условия перигляциальных эпох изменили весь ход рельефообразования и литогенеза на всех элементах рельефа – водоразделах, склонах и речных долинах.

На водораздельных пространствах ведущим процессом становится криогенное выветривание, в результате которого формируется суглинисто-щебневый криоэлювий. Мощность его редко превышает 2,0 м, составляя обычно 0,5–1,0 м. Состав криоэлювия лишь в слабой степени зависит от подстилающих пород. На глинистых исходных продуктах преобладают тяжелые суглинки и глины буроватого цвета, на карбонатно-глинистых осадках криоэлювий представлен щебнем в известковисто-суглинистой массе. На более прочных коренных породах (известняках, доломитах, песчаниках, кремнистых мергелях) продукты морозного выветривания состоят из щебня и глыб с небольшой долей суглинистого заполнителя.

Перигляциальная природа этих образований доказывается повсеместным развитием в них криогенных текстур двух типов: инволюций и щебневых фестонов. Инволюции развиты на более пластичных коренных породах и представляют хаотичные внедрения одних слоев в другие, раздавливание, расщепление. Их строение свидетельствует, что возникли они в результате криостатического давления в слое сезонного протаивания.

Щебневые фестоны формируются в несвязном грунте, содержащем прослои щебня. Они представляют каменные многоугольники, на севере рассматриваемого региона местами (Вятский Увал) проявляющиеся на современной поверхности, а в более южных районах располагающиеся под современной почвой [Бутаков, 1975].

На некоторых участках плоских водоразделов (Волги и Арбуги в районе с. Криуши Ульяновской области, Иж и Камы на юге Уд-

муртии), на аэрофотоснимках хорошо прослеживается полигонально-блочный микрорельеф, сходный с описанным в центре и юго-западе Русской равнины [Величко, Морозова, 1964]. Размер полигонов достигает 40–60 м.

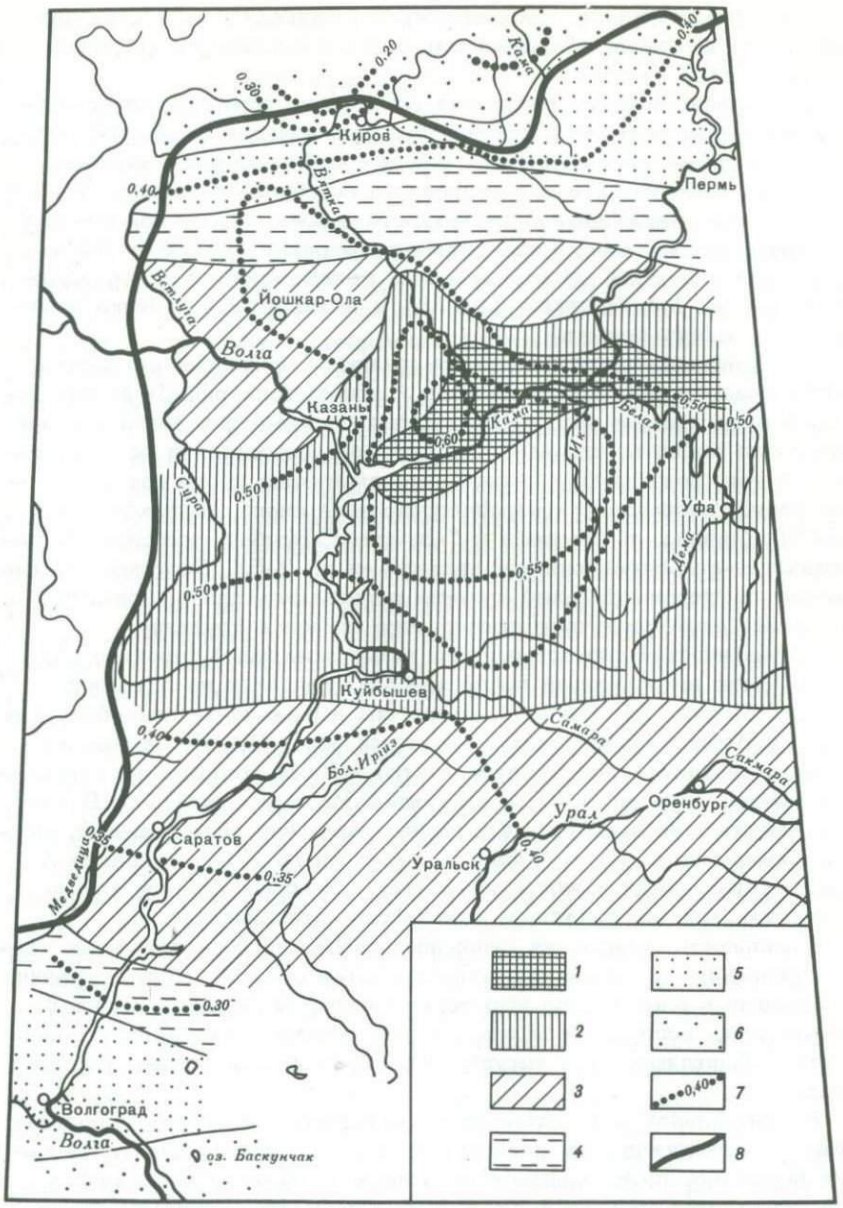
Существенно изменились в перигляциальных условиях склоновые процессы. Слабое развитие растительности на промерзшем грунте резко активизировало плоскостной смыв и криосолифлюкцию, в результате чего у подножья склонов сформировались мощные суглинисто-щебневые и суглинистые шлейфы. Со времени работ А.П. Павлова и Е.В. Шанцера эти образования считались делювиальными, однако исследования А.И. Москвитина [1958], А.П. Дедкова [1968; 1970], Г.П. Бутакова, А.П. Дедкова [1971] на основании текстурных признаков доказали широкое участие в формировании шлейфов солифлюкции.

Строение, состав и мощность склоновых шлейфов определяются характером подстилающих пород, экспозицией склона и положением в перигляциальной зоне. Наиболее мощные шлейфы развиты на склонах северо-восточной экспозиции. На противоположных склонах мощности их редко превышают несколько метров, они содержат больше щебня. В пределах изученного региона наблюдается отчетливая зональность мощности делювиально-солифлюкционных образований (рисунок). Максимальное (до 30 м и более) их развитие характерно в зоне нижнего течения р. Кама. На север к верховьям рек Ветлуга, Вятка и Кама, а также на юг к Волгограду и Баскунчаку мощности шлейфов уменьшаются до 2 м и менее. Сокращение мощностей к северу при приближении к границам плейстоценовых оледенений отражает нарастание суровости, а уменьшение на юг, в Нижнее Поволжье, – нарастание сухости климата.

Горизонтами погребенных почв или по литологическим особенностям склоновые шлейфы расчленяются на 3–4 горизонта. Нижний горизонт вклинивается и частично перекрывает аллювий днепровского возраста. Мощность его обычно составляет 6–8 м. Более молодой горизонт срезает днепровскую террасу и спускается в молодые речные долины. В его основании залегают небольшой мощности аллювиальные образования, сопоставляемые в последнее время с микулинскими [Дедков, Бабанов, 1976]. Возраст данного горизонта определяется калининским временем. Он имеет наибольшую мощность (до 10–15 м) и отчетливую вертикальную отдельность.

Погребенной почвой или слабо выраженным перерывом от него отделяется верхний горизонт. Он развит повсеместно на склонах, выполняет балки, спускается и постепенно переходит в суглинки II надпойменной террасы. Поскольку аллювий этой террасы по радиоуглеродным датировкам относится к молого-шекснинскому времени, формирование верхней генераций суглинков хорошо увязывается с осташковским перигляциалом.

Несколько иное стратиграфическое положение занимают склоновые суглинки, выполняющие "майтуги" – понижения на поверхности днепровских террас Волги, Камы, Вятки, Свияги, Терешки. Они со-



Мощность склоновых отложений и степени климатической асимметрии речных долин на востоке Русской равнины

Средние максимальные мощности делювиально-солифлюкционных осадков (в м): *1* – более 20; *2* – 15–20; *3* – 10–15; *4* – 5–10; *5* – 2–5; *6* – менее 2; *7* – изолинии коэффициентов климатической асимметрии речных долин; *8* – граница днепровского оледенения

814

ответствуют, очевидно, московскому перигляциалу, поскольку подстилаются аллювием одинцовско-московского возраста [Горецкий, 1966].

В строении каждого горизонта шлейфов наблюдается определенная закономерность. В основании суглинки содержат ориентированный по падению склона щебень, следы солифлюкционных смятий. Вверх по разрезу материал становится все более тонким, с неясной слоистостью, параллельной поверхности склона, свидетельствующей о делювиальном сносе. Лишь верхняя генерация суглинков лишена признаков участия в ее формировании солифлюкции. Это подтверждает вывод А.А. Величко [1973] о нарастании в течение плейстоцена сухости климата.

Делювиально-солифлюкционные процессы привели к выработке выпукло-вогнутого профиля склонов и асимметрии речных долин, балок. Количественное площадное изучение асимметрии долин и балок позволило выявить, что наиболее широко распространен ее климатический тип, связанный с разной интенсивностью процессов на склонах разной экспозиции и перераспределения снега [Бутаков и др., 1977]. Склоны, обращенные к "холодным" румбам, выположены делювиально-солифлюкционными процессами до 2–5°. Противоположные склоны по причине большей сухости развивались слабо, поэтому сохранили свою первичную эрозионного генезиса крутизну.

Климатический тип асимметрии имеет зональный характер, особенно четко выступающий после введения поправок на литологию пород (см. рис. 1). Наиболее резко она выражена на правобережьях Камы и Вятки (коэффициент асимметрии более 0,60). Отсюда на север к верховьям рек Ветлуга, Вятка и Кама коэффициент асимметрии уменьшается до 0,40, а на нижней Моломе – до 0,20. В южном направлении асимметрия уменьшается в бассейне Терешки, Нижней Самары до 0,40, в районе г. Камышин до 0,30. Зональность асимметрии речных долин и мощностей склоновых осадков хорошо совпадает, что подтверждает взаимосвязь этих явлений.

Зональность проявления склоновых процессов предопределяет также принципиально различные типы развития склонов. Вблизи границ оледенения в плейстоцене шло формирование педиментов. Склоны имеют резко вогнутый профиль с очень пологим подножьем и более крутым надпедиментным уступом. Они практически лишены рыхлых осадков.

В центральной зоне интенсивные склоновые процессы обусловливают их выполаживание, развитие идет путем пенепланации. По южной периферии плейстоценовой перигляциальной зоны наблюдается сочетание педиментации и пенепланации рельефа. Педименты здесь в первую очередь проявляются на хорошо инсолируемых склонах.

Активные склоновые процессы в условиях густого эрозионного расчленения привели к разрушению окраинных частей водораздельных поверхностей сходящимися противоположными склонами и сформировали поверхности снижения – аструктурные денудационные террасы [Дедков, 1970; Дедков, Бутаков, Бабанов, 1974].

814

Значительным своеобразием в перигляциальных условиях отличалась флювиальная деятельность. Интенсивные склоновые процессы поставляли в русла рек огромное количество рыхлого материала, что привело к формированию особого типа перигляциального аллювия. Первоначально Г.И. Горецкий [1958] считал его следствием оттока перегруженных наносами талых ледниковых вод. Однако широкое развитие этого аллювия в долинах рек, не имевших ледникового питания (Свияги, Терешки, Казанки, Меши, Черемшана, Самары и др.), доказывает его климатическую, а не ледниковую предопределенность [Дедков, 1970; Бутаков, 1975; Дедков и др., 1977].

Суровые климатические условия формирования этого аллювия подтверждаются целым комплексом признаков – находками остатков холодолюбивой фауны и флоры, широким распространением криогенных текстур (инволюций и солифлюкций в подошве, морозобойных трещинных по всему разрезу), фациальным замещением в прибортовых частях делювиально-солифлюкционными осадками.

В долинах крупных и средних рек перигляциальный аллювий образует морфологически выраженные террасы. В долинах малых рек и балок склоновые процессы полностью подавляют флювиальные, типичные речные террасы не сформировались, а поперечный профиль приобрел плавно вогнутую форму (мульдообразную). Но и в этих долинах под склоновыми осадками иногда можно выделить перигляциальный аллювий. Плейстоценовые долины и балки с мульдообразным профилем имеют очень широкое распространение по всему региону.

На востоке Русской равнины перигляциальный аллювий наиболее типичен для днепровского времени. Значительно труднее выделяется он в серии осадков калининского возраста и с еще большим трудом – раннеосташковского (второй надпойменной террасы). В молодых террасах он представлен супесчано-суглинистыми осадками, трудно отличимыми от склоновых. Однако и полностью все суглинистые покрышки террас относить к перигляциальному аллювию неверно, так как часто они имеют склоновую природу.

Значительная сухость и суровость климата в конце плейстоцена способствовала активизации эоловых процессов. Это проявилось в формировании особого рельефа (продольных и параболических дюн, всхолмлений) и маломощных эоловых покровов на огромных площадях. Эоловый рельеф в рассматриваемом регионе большинством исследователей считается реликтовым плейстоценовым [Земляков, 1935; Дедков, 1970; Бутаков, 1975]. Основными районами развития дюн и других эоловых форм рельефа являются среднеплейстоценовые террасы рек, сложенные перигляциальным аллювием; пески и рыхлые песчаники палеогена на Барыш-Свияжском, Барыш-Сызранском междуречьях, на правобережье верхней Свияги, у ст. Коромысловка; рыхлые песчаники татарского яруса перми на правобережье нижней Камы вблизи рек Берсут, Шумбут.

Во всех этих районах продольные дюны ориентированы меридионально или с юго-запада на северо-восток. Параболические дюны

814

достигают высоты 10–15 м, крутым, выпуклым склоном они обращены к востоку, северо-востоку, реже – к северу. Во многих районах дюнный рельеф характеризуется исключительной четкостью и свежестью форм (Лесное Засурье, Марийское Полесье, левобережье Вятки у г. Аркуль, Медведок и др., верховья р. Иж).

Помимо дюнного рельефа в пределах описываемого региона к эоловым образованиям относятся и обширные песчаные покровы на Сурско-Свияжском, Илеть-Вятском, Вятско-Вало-Ижском, Кильмезь-Чепецком, Ижско-Камском, Вятско-Быстринском и ряде других водоразделов. До настоящего времени большинство исследователей эти песчаные покровы считают флювиогляциальными среднечетвертичными (днепровскими). Однако этому противоречит ряд их характеристик:

– в плане все они образуют сужающиеся в северо-восточном и восточном направлениях полосы, начинающиеся от среднеплейстоценовых песчаных террас;

– характер залегания их плащеобразный – маломощным (от 0,5–1,0 до 3,0 м) слоем пески покрывают разнообразные формы рельефа, поднимаясь от 90–100 м до 200–240 м и выше;

– по гранулометрическому составу преобладают мелко- и тонкозернистые пески со значительной примесью алевритовых частиц, медианный размер зерен уменьшается в северо-восточном и восточном направлениях;

– минералогический состав песков аналогичен составу аллювия террас, от которых они начинаются. Среди песков нет минералов, свидетельствующих о северном (фенноскандинавском) происхождении материала.

Пески Лесного Засурья образовались за счет разрушения отложений палеогена в верховьях рек Сура и Барыш, что опровергает их флювиогляциальную природу [Дедков, Дистанов, Латыпов, 1971].

Среднечетвертичный возраст эоловых образований обычно обосновывается их тесной пространственной связью с одновозрастными террасами. Однако большая часть эоловых реликтов имеет более молодой возраст. Это подтверждается значительной свежестью форм, залеганием песчаных покровов во многих случаях на позднеплейстоценовых склоновых осадках, распространением их на склонах позднечетвертичных балок, выполненных раннеосташковскими суглинками верхней генерации. Следовательно, основной фазой формирования эолового рельефа на востоке Русской равнины был конец позднего плейстоцена. В раннем голоцене этот рельеф, например, на территории Удмуртии был уже сформирован. В междюнном понижении в долине нижней Валы у с. Боринка сотрудниками археологической экспедиции Удмуртского университета была обнаружена стоянка древнего человека. Датирование по радиоуглероду показало возраст стоянки 7–8 тыс. лет (образец ЛЕ 1264–7435±170 лет и образец ЛЕ 1288–8265±130 лет.

Изложенный материал показывает, что перигляциальные условия в плейстоцене устанавливались неоднократно. Более или менее на-

дежно выделяются три суровых климатических эпохи: днепровская, калининская и осташковская. Существование четвертой перигляциальной эпохи – московской – пока проблематично. Однако следы нескольких криогенных эпох сохранились лишь в речных долинах. Здесь наиболее древние сингенетичные криогенные образования известны на рубеже лихвенского и днепровского времени. В более древних осадках различные мерзлотные текстуры являются эпигенетическими.

В течение плейстоцена по литолого-текстурным особенностям осадков выявляется направленное изменение климата перигляциалов в сторону иссушения, максимум которого достигал в осташковское время. На водоразделах наблюдаются следы лишь самой последней – осташковской – криогенной эпохи, что свидетельствует о некотором, хотя и незначительном, преобразовании поверхности водоразделов в каждую последующую перигляциальную эпоху.

Внутри плейстоценовой перигляциальной гиперзоны устанавливается отчетливая внутренняя зональность процессов и форм рельефа. Северная наиболее суровая зона характеризуется развитием рельефа путем педипланации. В центральной самой обширной зоне климатическая обстановка была менее суровой, что обусловило выравнивание рельефа путем выполаживания (пенепленизация). В южной, удаленной от покровных оледенений зоне вследствие значительной сухости развитие рельефа вновь идет по типу педиментов.

ЛИТЕРАТУРА

Бутаков Г.П. Плейстоценовые перигляциальные явления в центре востока Русской равнины. – В кн.: Геоморфология и палеогеография. Материалы VI съезда ГО СССР. Л., 1975.

Бутаков Г.П., Дедков А.П. Аналитическое изучение крупноблочного материала. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1971.

Бутаков Г.П., Бабанов Ю.В., Моэжерин В.И., Алексенцева А.И. О зональности асимметрии речных долин востока Русской равнины. – В кн.: Ландшафтные исследования на территории Поволжья, Казань, 1977. № 10.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Методы изучения перигляциальных феноменов. – В кн.: Современные проблемы географии. М.: Наука, 1964.

Горецкий Г.И. О перигляциальной формации. – Бюл. комис. по изуч. четверт. периода, 1958, № 22.

Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966.

Дедков А.П. Основные черты плейстоценового перигляциального морфогенеза в Среднем Поволжье. – Учен. зап. Казан. ун-та, 1968, т. 27, кн. 6.

Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970.

Дедков А.П., Бабанов Ю.В. Четвертичные отложения Татарской АССР. – В кн.: Вопросы географии Поволжья. Казань, 1976. Сб. 9.

Дедков А.П., Бутаков Г.П., Бабанов Ю.В. Поверхности снижения и формирование ярусности рельефа. – В кн.: Развитие склонов и выравнивание рельефа. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1974.

Дедков А.П., Дистанов У.Г., Латыпов Н.Г. О происхождении песков Лесного Засурья. – Тр. Казан. геол. ин-та, 1971, № 29.
Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.
Земляков Б.Ф. О древних материковых дюнах Казанского и Ветлужско-Волжского левобережья. – Тр. комис. по изуч. четверт. периода, 1935, т. IV, вып. 2.
Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долин р. Волги в ее среднем течении. – Тр. ГИН АН СССР, 1958, вып. 12.

А.П. ДЕДКОВ, В.И. БУРБА, К.А. ШЕСТАКОВ,
П.Г. ЯСОНОВ, И.В. ГЛЕЙЗЕР

СЕМИАРИДНЫЕ ЛИТОГЕНЕЗ И МОРФОГЕНЕЗ В ПОВОЛЖЬЕ НА РУБЕЖЕ ПЛИОЦЕНА И ПЛЕЙСТОЦЕНА

В Заволжье к югу от Самарской Луки широкое распространение имеет толща сыртовых глин, изучавшаяся многими исследователями (С.С. Неуструев, Ф.И. Саваренский, И.П. Герасимов, А.Н.Мазарович, Н.И. Николаев, А.В. Востряков и др.).

Эта толща мощностью до 60–70 м выполняет крупную открытую на юг эрозионно-тектоническую впадину, почти всюду залегая на размытой поверхности пресноводных и морских отложений акчагыльского яруса. У бортов этой впадины сыртовые отложения переходят на коренные донеогеновые породы. Вполне очевидно, что до четвертичного размыва сыртовая толща имела более широкое распространение, чем подстилающие ее отложения акчагыльского яруса. Сыртовые отложения слагают остатки континентальной полигенетической равнины, поверхность которой наклонна в южном направлении, в связи с чем ее абсолютные высоты изменяются от 160–180 м на севере до 80–100 м на юге, у стыка с Прикаспийской низменностью.

Небольшими пятнами сыртовые глины встречаются также на Приволжской возвышенности, где они приурочены или к плиоценовым долинам, или к молодым тектоническим впадинам и прогибам.

Один из лучших разрезов сыртовых глин, изученный еще С.С. Неуструевым [1911], расположен в Куйбышевском Заволжье у с. Домашкинские Вершины. Здесь в сыртовой толще мощностью около 60 м, вскрытой обнажениями и буровыми скважинами, отчетливо выделяются 4 основных горизонта, характерные для всего сыртового Заволжья южнее Самарской Луки (снизу вверх):

1. Горизонт подсыртовых песков. Желто-серые кварцевые мелкозернистые горизонтально слоистые пески с рябью течения и тонкими прослоями глинистого алеврита. Выполняют неглубокий врез в подстилающие породы, в связи с чем в Заволжье имеют менее

широкое распространение, чем глины вышележащих горизонтов. Мощность около 3 м.

2. Горизонт красно-бурых глин. Залегает на размытой поверхности всех более древних пород, включая подсыртовые пески. Глина монтмориллонитовая[1] плотная, карбонатная (средняя карбонатность 17,5%), с прослоями глинистого алеврита и крупных известняковых конкреций. Мощность 8-9 м.

3. Горизонт коричнево-бурых глин. Глина алевритовая, местами переходящая в тяжелый суглинок, монтмориллонит-гидрослюдистая, неслоистая, карбонатная (22%), с гумусированными горизонтами, пронизанными трещинами высыхания и содержащими обильные выделения $CaCO_3$ в основании. Мощность 35 м.

4. Горизонт желто-бурых суглинков. Суглинки тяжелые, карбонатные (23,5%), лёссовидные. Мощность 12 м.

В горизонтах глин среди аутигенных образований наряду с карбонатами всюду встречается гипс, железо-марганцевые стяжения и бобовины. Красноцветность горизонта 2 связана с выделениями коллоидальных маловодных окислов железа, для вышележащих горизонтов типичны бурые водные окислы железа. Генетически осадки глинистой толщи относятся к почвенно-элювиальным, делювиальным, мелко-воднозерным и эоловым образованиям, в более южных районах частично имеют лиманное происхождение и содержат солоноватоводную апшеронскую фауну [Востряков, 1967]. Что касается подсыртовых песков, то наиболее вероятен их озерно-аллювиальный генезис.

Бедность сыртовой толщи остатками ископаемой фауны и флоры заставляла при определении ее возраста опираться в основном на анализ ее соотношений с другими горизонтами плиоцен-плейстоценовых отложений. Однако эти отношения не всегда ясны и отчетливы. Используя их, можно с уверенностью утверждать лишь то, что сыртовая толща в целом моложе отложений акчагыльского яруса, но древнее хвалынских слоев верхнего плейстоцена.

Предпринятое нами изучение ряда разрезов сыртовых глин в Куйбышевском и Саратовском Заволжье, в том числе и разрезе у Домашкинских Вершин, сопровождавшееся палеомагнитными исследованиями[2], позволило получить новые данные об их стратиграфическом положении [Бурба, Дедков, Ясонов, 1978]. Оказалось, что граница палеомагнитных эпох Матуяма-Брюнес, по стратиграфическому положению соответствующая границе плиоцена и плейстоцена, проходит через коричнево-бурый горизонт. Большая часть коричнево-бурых глин, как и вышележащие желто-бурые суглинки, относится к плейстоцену. Низы коричнево-бурого горизонта имеют верх-

---

[1] Определения глинистых минералов выполнены И.А. Герасимовой, на кафедре минералогии Казанского университета.

[2] Палеомагнитные исследования выполнены П.Г. Ясоновым и И.В. Глейзером в лаборатории Казанского университета.

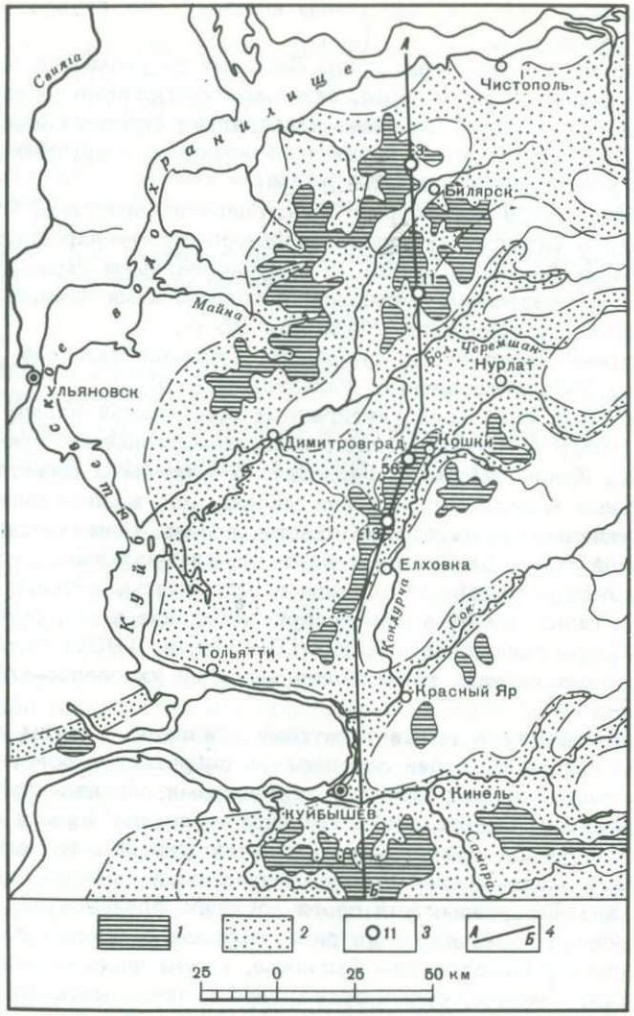


Рис. 1. Схема распространения сыртовых отложений в Среднем Поволжье

1 – сыртовые отложения; *2* – отложения акчагыльского яруса; *3* – номера скважин; *4* – линия профиля, показанного на рис. 2

неапшеронский возраст, красно-бурый горизонт относится к среднему апшерону, частично может быть и к верхам нижнего апшерона.

Распространение сыртовых глин в Заволжье не ограничивается лишь областью, лежащей к югу от Самарской Луки. Некоторые данные указывали на их развитие в районах, расположенных севернее Самарской Луки [Неуструев, 1911; Мазарович, 1935; съемоч-

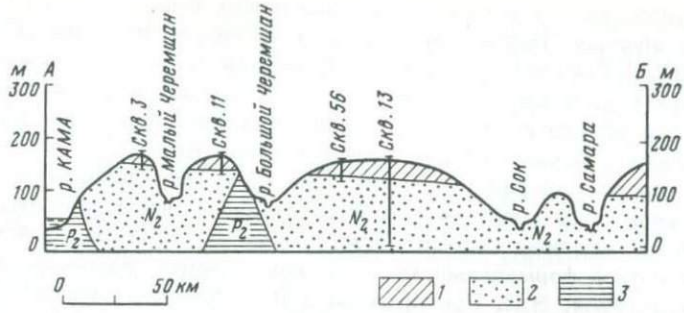


Рис. 2. Геологический профиль по линии *А–Б* (см. рис. 1)
1 – сыртовые отложения; *2* – отложения акчагыльского яруса; *3* – верхнепермские отложения

ные отчеты куйбышевских геологов и др.]. Проведенные нами исследования подтвердили эти данные, выявив весьма широкое распространение сыртовых глин в Низком Заволжье, расположенном между нижним течением р. Кама и Самарской Лукой (рис. 1 и 2). Как и в более южных районах, они слагают здесь водоразделы (170–180 м. абс.) и связаны в основном с полосой развития пород акчагыльского яруса. Однако в их строении обнаруживаются также значительные отличия.

В области севернее Самарской Луки сыртовые глины имеют меньшие мощности (до 20–30 м). В связи с этим их подошва лежит высоко над урезом воды и севернее линии Димитровград–Кошки почти нигде не вскрывается в естественных разрезах. Возможно поэтому казанские геологи, изучавшие плиоценовые и четвертичные отложения, ранее никогда не выделяли сыртовых глин.

Значительны изменения и в составе сыртовых отложений. Они представлены в основном коричнево–бурым горизонтом. Красно–бурый и желто–бурый горизонты севернее Самарской Луки отсутствуют или имеют лишь незначительное развитие. Не могут быть с уверенностью выделены также подсыртовые пески. В северном направлении заметно сокращается карбонатность и гипсоносность, а также содержание железо–марганцевых стяжений и бобовин. Если в Домашкинских Вершинах карбонатность глин коричнево–бурого горизонта в среднем составляет 22%, то у сел Ерыкла и Старое Ямкино Татарской АССР всего 12–13%.

Однако и в более северных районах в коричнево–бурых сыртовых глинах прослеживается геомагнитная инверсия на границе эпох Матуяма–Брюнес. У с. Кошки на р. Кондурча в толще коричнево–бурых глин мощностью 11 м эта инверсия обнаружена в 4 м от подошвы глин. Таким образом, и здесь большая часть коричневато–бурых глин должна быть отнесена к плейстоцену и лишь их нижняя часть – к апшерону. Однако в самых низких коричнево–бурых глинах у с. Кошки отсутствует пачка прямо намагниченных

пород, выделяющаяся в разрезе Домашкинских Вершин и соответствующая эпизоду Джаромилло в верхах среднего апшерона [Бурба и др., 1978]. Следовательно, возраст нижней части коричнево-бурых глин у с. Кошки не древнее позднего апшерона. Некоторые пока еще не вполне достоверные данные свидетельствуют о распространении сыртовых глин севернее Нижней Камы.

По литолого-минералогическому составу и фациально-генетическим особенностям красно-бурый и коричнево-бурый горизонты сыртовой толщи Заволжья хорошо сопоставляются с красно-бурой и коричнево-бурой формациями юга Русской равнины, изученными К.В. Никифоровой, Н.В. Ренгартеном и Н.А. Константиновой [1965]. Сходство выражается в одинаковом составе глинистых минералов и коллоидальных окислов железа, сильной карбонатности и гипсоносности, наличии железо-марганцевых конкреций, полигенетичности. Это сходство несомненно является следствием общих тектоно-геоморфологических и ландшафтно-климатических условий формирования. Оба горизонта (формации в представлении К.В. Никифоровой и др.) формировались в условиях спокойного платформенного режима, преимущественно в тектонических впадинах. Литолого-минералогические и фациально-генетические данные убедительно свидетельствуют о о том, что образование красно-бурого горизонта связано с переменно-влажным субтропическим климатом, что впервые было установлено И.П. Герасимовым [1935] и в последнее время для южной части Русской равнины было подтверждено К.В. Никифоровой и ее соавторами (1965), М.Ф. Векличем [1977] и другими исследователями. По этим же данным формирование коричнево-бурого горизонта происходило в условиях более сухого и менее теплого пустынно-степного (семиаридного) климата. Что касается желто-бурых суглинков верхнего горизонта сыртовой толщи, то наиболее вероятно их накопление в условиях сухого и холодного перигляциального климата. Этот горизонт по условиям, возможно и по времени формирования также может быть сопоставлен с желто-бурой лессовой формацией юга Русской равнины [Никифорова и др., 1965].

Возможность сопоставления сыртовых глин Заволжья с подобными образованиями других районов юга страны подтверждаются также палеомагнитными исследованиями. Так, по данным М.Ф.Веклича [1977] на Украине геомагнитная инверсия на границе эпох Матуяма-Брюнес так же, как и в Заволжье, проходит через коричневоцветные образования, перекрывающие красные почвы позднеплиоценовой субтропической саванны. Становится очевидным, что сыртовое Заволжье является одним из фрагментов широкой полосы саванного и пустынно-степного литогенеза, охватившего в конце плиоцена – начале плейстоцена равнины юга умеренного пояса Евразии от Забайкалья почти до Атлантики [Равский, 1972; Никифорова и др., 1965; Петров, 1967; Добровольский, 1969; и др.].

В геоморфологическом отношении Сыртовое Заволжье представляло собой эрозионно-тектоническую впадину, разделяющую Приволжскую возвышенность и Высокое Заволжье. В этой впадине

накапливались мелководно-озерные, на юге лиманные осадки. Их сильная карбонатная и сульфатная засоленность свидетельствует о засушливом климате. Озера часто пересыхали, и аккумуляция сменялась почвообразованием. Как отмечает А.В. Востряков [1967], с приближением к возвышенностям красно-бурые и коричнево-бурые глины замещаются более грубыми делювиально-пролювиальными суглинками, нередко содержащими щебень коренных пород. Основным материалом для формирования сыртовых глин являлись продукты выветривания - сначала красноцветные, типичные для теплого переменно-влажного климата, затем коричневоцветные, характерные для полупустынь.

Возможно, в Заволжье существовали две впадины, полностью или частично изолированные Жигулевским валом. В северной впадине аккумуляция началась значительно позднее, чем в южной и имела только семиаридный характер. Существовала ли в эпоху накопления сыртовой толщи Волга и где проходило ее русло - точного ответа на этот вопрос пока нет.

На окаймляющих впадины возвышенностях в условиях засушливого климата конца плиоцена - начала плейстоцена происходило формирование системы педиментов, образующих поверхность выравнивания среднего уровня. В Среднем Поволжье эта поверхность лежит на высотах 180-220 м. Она срезает все кайнозойские отложения до акчагыльских включительно, но перекрыта ледниковыми и флювиогляциальными отложениями среднего плейстоцена [Дедков, 1970]. Следовательно, средняя поверхность, представляющая собой систему педиментов, образовалась в конце плиоцена - начале плейстоцена. Этот вывод косвенно подтверждается широко распространенными представлениями о формировании педиментов в эпохи засушливых климатов, различных по термическим условиям.

Семиаридные педименты позднего плиоцена - раннего плейстоцена, как и соответствующие им по возрасту осадки красно-бурой и коричнево-бурой формаций, широко известны на юге умеренного пояса Европы. Они описаны А. Яном на Люблинской возвышенности, Ю. Бюделем и Г. Штеблейном в Среднеевропейском среднегорье, Ж. Трикаром в Парижском бассейне, П. Биро на Пиренейском полуострове.

В целом реконструированный рельеф Среднего и Нижнего Поволжья в конце плиоцена - начале плейстоцена во многом аналогичен современному рельефу платформенных семиаридных и аридных областей. Такая же тектонически обусловленная котловинность с накоплением в центре впадин засоленных мелководных озерных осадков. Последние с удалением от центра впадин грубеют и переходят в делювиально-пролювиальные образования, сменяющиеся затем выработанными в коренных породах педиментами, отделенными от более высокого и древнего рельефа хорошо выраженными уступами.

Настоящая статья является первой попыткой выявления роли позднеплиоценового-раннеплейстоценового семиаридного морфогенеза в формировании рельефа Поволжья. Эта роль значительна и

изучена пока очень слабо. Однако можно с уверенностью утверждать, что никогда в кайнозое семиаридные литогенез и морфогенез не распространялись так далеко на север, как на рубеже плиоцена и плейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

Бурба В.И., Дедков А.П., Ясонов П.Г. О возрасте сыртовых глин Заволжья по палеомагнитным данным. – ДАН СССР, 1978, т. 242, № 4.

Веклич М.Ф. О границе между плиоценом и плейстоценом на территории Украины. – В кн.: Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном. Минск, 1977.

Востряков А.В. Неогеновые и четвертичные отложения, рельеф и неотектоника юго-востока Русской платформы. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1967.

Герасимов И.П. О генезисе и возрасте сыртовых отложений Нижнего Заволжья. – Тр. комис. по изуч. четверт. периода, 1935, т. 4, вып. 2.

Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970.

Добровольский В.В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М.: Мысль, 1969.

Добровольский В.В. Красноцветные образования Чехословакии. – В кн.: Материалы Московского филиала ВГО. Геохимия ландшафта, М., 1970, вып. 4.

Мазарович А.Н. Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Поволжья. – Тр. Комис. по изуч. четверт. периода, 1935, т. 4, вып. 2.

Неуструев С.С., Прасолов Л.И. Материалы к оценке земель Самарской губернии. Самара, 1911.

Никифорова К.В., Ренгартен Н.В., Константинова Н.А. Антропогеновые формации юга европейской части СССР. – Бюл. комис. по изуч. четверт. периода, 1965, № 30.

Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967.

Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972.

С.В. ХРУЦКИЙ, Э.В. КОСЦОВА

РАЗНОВИДНОСТИ СКЛОНОВ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ В МЕЖЛЕДНИКОВЫХ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Рельеф Русской равнины имеет ряд черт, которые сформировались в климатических условиях, резко отличающихся от современных. Опубликовано уже много данных, позволяющих судить об особенностях рельефообразования в перигляциальных условиях. В работах А.И. Москвитина [1958] Ю.М. Васильева [1969; 1973] и др. возникновение надпойменных террас, возвышающихся над современной поймой, объясняется накоплением аллювия по констра-

814

тивному типу в условиях сухого и холодного климата при резком усилении процессов морозного выветривания и разреженном растительном покрове в перигляциальных областях. По данным А.П. Дедкова и его соавторов [1970; 1977], многие склоны обязаны своим происхождением развитию солифлюкции и усилению делювиальных процессов в перигляциальных условиях.

Смена межледниковых условий перигляциальными происходила в центральных областях Русской равнины несколько раз. Это нашло отражение в двучленном строении каждой из террас плейстоценового возраста, верхние свиты которых сложены аллювием, сформировавшимся в перигляциальных условиях. На это же указывает наличие нескольких горизонтов погребенных почв в суглинках делювиально-солифлюкционного происхождения.

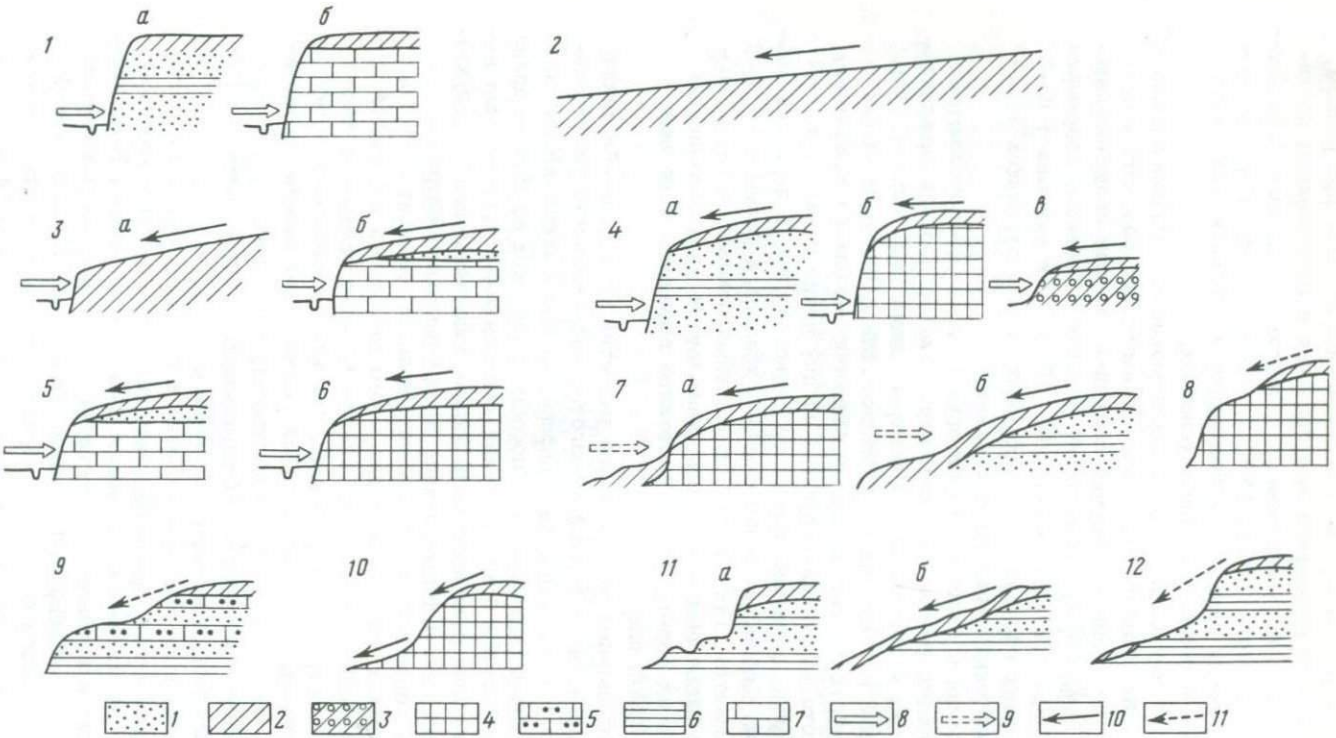
Склоны долин и балок на территории Центрально-Черноземных областей также отражают в своем строении чередование межледниковых (близких к современным) и перигляциальных условий. При межледниковом и современном гумидном климате растительный покров препятствует интенсивному развитию склоновых процессов, поэтому в потоки, функционирующие по дну долин и балок, поступает значительно меньшее количество наносов, чем в перигляциальных условиях. Способность потоков к глубинной, а затем и боковой эрозии повышается. Происходит интенсивный боковой подмыв склонов, размыв склоновых отложений, усиливается роль обваливания и осыпания в их формировании, отчетливо выражены в рельефе бровки и тыловые швы.

В перигляциальных условиях при развитии процессов морозного выветривания, наличии вечной мерзлоты, разреженности растительного покрова усиливается роль солифлюкционных и делювиальных процессов в формировании рельефа. Способность потоков по днищам долин и балок к глубинной и боковой эрозии резко снижается, происходит выполаживание склонов, сглаживание бровок, заполнение долин продуктами склонового смыва, формирование солифлюкционных покровов.

Строение современного склонового рельефа, зависит от того, результаты каких процессов нашли в нем отражение в большей степени. На разнообразие склонов большое влияние оказывает также геологическое строение территории, так как делювиально-солифлюкционные процессы и боковой подмыв склонов неодинаково проявляются в породах различного литологического состава.

На территории Центрально-Черноземных областей нами выделены следующие разновидности склонов.

При интенсивном боковом подмыве в голоцене в рыхлых, легко размываемых породах сформировались крутые склоны (Рисунок; 1*а*) с отчетливо выраженными бровками и тыловыми швами. В обнажениях этих склонов обычно отсутствуют отложения, сформированные делювиальными и солифлюкционными процессами. Лишь в нижней их части отлагаются породы, являющиеся продуктами обваливания и осыпания. Выше бровки, как правило, прослеживаются водораздельные пространства с уклоном менее 1° или склоном с иным



Разновидности склонов в зависимости от их генезиса и литологии

1 – песок; *2* – суглинки покровные и солифлюкционно-делювиальные; *3* – суглинки ледниковые; *4* – мел; *5* – песчаники; *6* – глина; *7* – известняк; *8* – боковой подмыв в голоцене и в межледниковьях; *9* – боковой подмыв только в межледниковьях; *10* – солифлюкционные и делювиальные процессы в перигляциальных условиях; *11* – делювиальные процессы в конце перигляциалов

направлением линии падения. Склоны этой разновидности часто встречаются в долине р. Дон, где современным руслом подмыты толщи высоких надпойменных террас.

Такое же строение иногда имеют склоны (рис., 1*б*), сформированные в плотных породах – известняках. Однако здесь оно связано не столько с боковой эрозией подмывающего их потока, сколько с большей устойчивостью известняков по отношению к солифлюкционно-делювиальным процессам. Возраст таких склонов может быть более древний, чем голоценовый.

В противоположность отмеченным выше существуют склоны (рис., 2), в строении которых в настоящее время не прослеживается влияние бокового подмыва. Как правило, они встречаются на тех участках долин и балок, где противоположные склоны испытывают интенсивный боковой подмыв. Сюда же следует отнести многие пологие склоны асимметричных речных долин. Такие склоны имеют незначительную крутизну (обычно не более 4°), нередко большую длину, прямую или слабо выпуклую форму; бровки и тыловые швы не выражены. Сложены они мощной толщей суглинков солифлюкционного генезиса, которые в речных долинах переслаиваются с песчано-суглинистым перигляциальным аллювием, накопившимся по констративному типу. Выходы коренных пород нигде не наблюдаются.

В долинах малых рек в основании таких склонов располагается терраса с уклоном поверхности менее 1°. Выше развит прямой длинный склон крутизной 1–3°, сложенный суглинками делювиально-солифлюкционного происхождения или перигляциальным аллювием более высоких надпойменных террас, поверхность которых сглажена склоновыми процессами и в современном рельефе не прослеживается. В крупных долинах, где одностороннее смещение происходило особенно интенсивно, уклоны поверхности террас лишь местами превышают 1°.

В отличие от отмеченных выше разновидностей, более широкое распространение имеют склоны, в формировании которых на разных их этапах преимущественное участие принимали или боковой подмыв склонов, или делювиально-солифлюкционные процессы.

При длительном воздействии делювиально-солифлюкционных процессов сформировались склоны (рис., 3*а*), которые затем в голоцене были частично уничтожены боковым подмывом. В нижней части эти склоны имеют значительную крутизну, выше хорошо выраженной бровки прослеживается длинный прямой склон, сложенный суглинками делювиально-солифлюкционного происхождения. Такие склоны особенно часто встречаются при врезании меандров в длинные прямые склоны. Такое же строение имеют склоны (рис., 3*б*) и в тех случаях, когда плотные породы прикрыты более рыхлыми отложениями, слабо устойчивыми по отношению к склоновым процессам. Резко выраженная бровка развита здесь не только в результате сильного бокового смещения потока, но прежде всего благодаря устойчивости пород.

При интенсивном боковом подмыве в межледниковьях и в голоцене, в последнем случае, однако, не затронувшем придолинной части склона, сформировались сложные, сильно расчлененные склоны (рис., 4), с ясно выраженными тыловыми швами. В нижней части склонов в обнажениях прослеживаются или коренные породы, или продукты их осыпания. Выше, по мере выполаживания склонов, а также в отвершках, прорезающих склоны, встречаются выходы делювиально-солифлюкционных отложений. Придолинные склоны имеют резко выпуклую форму и незначительную длину падения.

На строение таких склонов оказывает некоторое влияние литологический состав пород.

В песчаных породах (рис., 4 *а*), где боковое смещение происходит особенно интенсивно, характерна густая расчлененность нижней и придолинной частей склона отвершками и оврагами. В обнажениях придолинной выпуклой части склонов характерны следы солифлюкции; слоистость песков или суглинков может быть смята в микроскладки, в суглинках встречаются отдельности коренных рельефообразующих пород. Приводораздельные склоны имеют прямой продольный профиль и незначительную длину (не более 200 м).

В меловых породах условия для бокового смещения потоков менее благоприятны, чем в рыхлых. В отложениях верхней части склонов присутствует крепкий кальцинированный мел, образованный, по А.А. Дубянскому [1937], под воздействием карстовых процессов, который хотя и подвергался воздействию солифлюкции, но был устойчив по отношению к ней. Отложения склонов в верхних частях имеют незначительную мощность или отсутствуют. Придолинные склоны резко выпуклые. Короткие приводораздельные склоны развиты, как правило, лишь там, где мел прикрыт рыхлыми породами (рис., 4 *б*).

Ледниковые суглинки устойчивы по отношению к склоновым процессам. Сформированные на них склоны (рис., 4*в*) в своих верхних частях имеют резко выпуклую форму и незначительную длину падения (обычно не более 50 м). Делювиальные суглинки здесь часто отсутствуют, и ледниковые суглинки залегают непосредственно под почвенным покровом. Приводораздельные склоны обычно развиты слабо.

При устойчивом смещении потока в известняках, которое прерывалось лишь в перигляциальных условиях, нижняя часть склона круто обрывается к пойме, по нему обнажаются коренные породы, выше развиты хорошо выраженные выпуклые придолинные (длиною до 250 м) и прямые приводораздельные склоны (рис., 5). При боковом подмыве склонов с тенденцией постепенного затухания от более раннего межледниковья (или межстадиала) к более позднему, но проявляющемуся и в голоцене, в нижней части поперечного профиля прослеживается крутой склон. Придолинный склон при выпуклой форме имеет значительную длину (более 250 м). Хорошо развита и расположенная выше приводораздельная часть склона (рис., 6). Особенно часто встречается такая разновидность склонов

в меловых породах; для нее характерны выпуклые формы как в продольном, так и в поперечном направлении.

В отличие от склонов описанной выше разновидности, склоны (7) в голоцене бокового подмыва не испытывали. Терраса, сформированная во время последнего перигляциала, от размыва сохранилась. Крутой склон, выработанный в результате бокового подмыва в межледниковую эпоху или межстадиал, в перигляциальных условиях в какой-то мере выполаживался и не подмывался в голоцене. Строение его зависит от того, в каких породах происходило его формирование.

В меловых породах (рис., 7*а*) сохраняются довольно крутые склоны иногда с выходами мела. Выше развиты выпуклые придолинные и прямые приводораздельные склоны. В более рыхлых породах (рис., 7*б*) крутой склон обычно выположен склоновыми процессами. У тылового шва первой надпойменной террасы развит вогнутый склон, а выше хорошо прослеживается выпуклый склон крутизною 3–7°.

Очень часто строение крутых склонов в их верхних частях усложняется разрозненными поверхностями надпойменных террас, сохранившимися как от бокового подмыва склонов, так и от делювиально-солифлюкционных процессов. В меловых породах их устойчивости способствует распространение крепкого кальцинированного мела, в рыхлых породах – наличие балок, препятствующее сглаживанию террасированных склонов. В тыловых швах террас формируются вогнутые склоны, переходящие кверху в выпуклые (рис., 8).

Сложное строение склонов наблюдается и в тех случаях, когда рыхлые породы переслаиваются с плотными, в частности, пески и песчаники палеогенового возраста. Это весьма характерно для юго-востока исследуемой территории. Под влиянием делювиальных процессов по поверхности песчаников формируются структурные террасы. В их тыловых швах прослеживаются продольно вогнутые склоны, а в краевых частях выпуклые (рис., 9).

Своеобразной формой отличаются склоны, выработанные в коротких отвершках балок, развитых в меловых породах (рис., 10). Первичное происхождение таких отвершков А.А. Дубянский [1937] связывал с процессами карстообразования, в результате чего в верхних частях склонов балок залегает плотный кальцинированный мел. Однако современный облик этих балок сформировался в результате солифлюкционно-делювиальных процессов, происходивших в перигляциальных условиях. В нижней части склонов таких балок, сложенных делювием меловых пород, прослеживаются вогнутые склоны как в продольном, так и в поперечном направлении. Выше развиты крутые склоны различных форм. Верхние части склонов хотя и сглажены склоновыми процессами, но сохраняют резко выпуклую форму, так как именно здесь близко к поверхности залегает плотный мел. Поперечная форма разнообразна, но преобладает вогнутая.

814

Большое влияние на форму склонов оказывают оползневые процессы. Наиболее широкое распространение оползни имеют на юге исследуемой территории, где глины харьковского яруса палеогена прикрываются водосодержащими песками. Следует различать: склоны, сформированные в результате оползневой деятельности в послеледниковое время (рис., 11*а*) и склоны, выработанные древними оползнями в межледниковья (рис., 11*б*). Первые имеют незначительную крутизну (1–3°), небольшую длину (150–200 м) в нижней обрывистой части склона наблюдаются выходы коренных пород. Ниже расположена зона аккумуляции оползневого материала, отличающаяся неровной, часто заболоченной поверхностью. Во втором случае оползневой рельеф подвергался переработке делювиально-солифлюкционными процессами. Склоны в целом имеют значительную длину падения, но отличаются слабой бугристостью и изменчивостью формы на небольших участках.

В долинах и балках южной части Воронежской области распространены крутые склоны (рис., 12) южной или западной экспозиции, выполаживающиеся в нижней части до 1–3°. Покров делювиальных суглинков здесь или имеет небольшую мощность, или отсутствует. Такие склоны сформировались в заключительные стадии перигляциалов в условиях сухого климата, когда на крутых хорошо инсолируемых склонах получили развитие делювиальные процессы [Дедков, 1977]. Противоположные менее прогреваемые склоны пологие, сложены мощной толщей суглинков солифлюкционного генезиса.

Таким образом, склоны имеют весьма разнообразное строение в зависимости от того какие процессы имели преимущественное развитие при их формировании. На ход этих процессов оказывал влияние литологический состав рельефообразующих пород, чем объясняются местные различия в строении склонов. Все это следует учитывать при районировании склонового рельефа в целях его хозяйственного использования.

ЛИТЕРАТУРА

Васильев Ю.М. Формирование антропогеновых отложений ледниковой и внеледниковой зон. М.: Изд-во АН СССР, 1969.

Васильев Ю.М. О формировании осадков в перигляциальной области. – В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: Наука, 1973.

Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Поволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970.

Дедков А.П., Мозжерин В.И., Ступишин А.В., Трофимов А.М. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.

Дубянский А.А. Ископаемый карст среди верхнемеловых отложений. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, т. 19, № 4.

Марковский В.И., Хруцкий С.В., Косцова Э.В., Семенов О.П. Опыт изучения склоновых земель ЦЧО в целях их сельскохозяйственного

814

районирования. – В кн.: Земельные фонды Центрально-Черноземной зоны и вопросы их рационального использования. Научные труды Воронежского СХИ, Воронеж, 1976, т. 80.
Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. – Тр. ГИН АН СССР, 1958, вып. 12.

А.Б.БАСАЛИКАС, К.И.ШВЯДАС

ФАЗОВОСТЬ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РЕЛЬЕФА БЕЗОЗЕРНЫХ ХОЛМИСТО-МОРЕННЫХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ

(на примере Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато Литовской ССР)

Наибольший интерес для климатической геоморфологии в ледниково-аккумулятивной области представляют безозерные холмисто-моренные возвышенности Главного моренного пояса, аккумулированные в основном ледниками московского надвигания и затем пережившие несколько фаз перигляциального преобразования рельефа. В результате смены ряда морфоклиматических режимов эти возвышенности приобрели полигенетический рельеф, включающий как гляцигенные первичные, так и эпигенетические, в основном перигляциальные формы и отложения, причем оба генетических ряда многофазовы, т.е. представлены несколькими возрастными группами. Фазовость генезиса и последующего перигляциального преобразования особенно ярко выражена в северо-западной части Ошмянской гряды, которая под названиями Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато входит в пределы Литовской ССР (рис. 1).

Ошмянская гряда, как и другие холмисто-моренные возвышенности Главного моренного пояса, разрасталась в ходе причленения полос разновозрастных краевых ледниковых образований. Высокое ядро Ошмянской гряды, образованное межлопастным угловым моренным массивом двух соседних лопастей Московского ледника в т.н. Ошмянскую фазу его убывания, выраженным клином подходит к г. Вильнюс. Это ядро с севера и запада опоясывается полосами более молодых краевых ледниковых образований предельной бологовской (бранденбургской) стадии валдайского оледенения. Установлено, что возвышенность разрасталась в течение трех рецессионных фаз ледника этой стадии валдайского плениглациала, в ходе которых наряду с увеличением основного массива возвышенности образовались два новых клиновидных выступа – высокий Баравикинский моренный массив на севере возвышенности и низкий Эйшишкский моренный выступ, образующий одноименное плато, – на западе. В дальнейшем разрастании возвышенности некоторое участие принимали и лопасти более поздней едровской (франкфуртской) стадии, которые к Баравикинскому массиву причленили небольшой межлопастный Буйвиджяйский моренный массив северо-западного про-

20-2

814

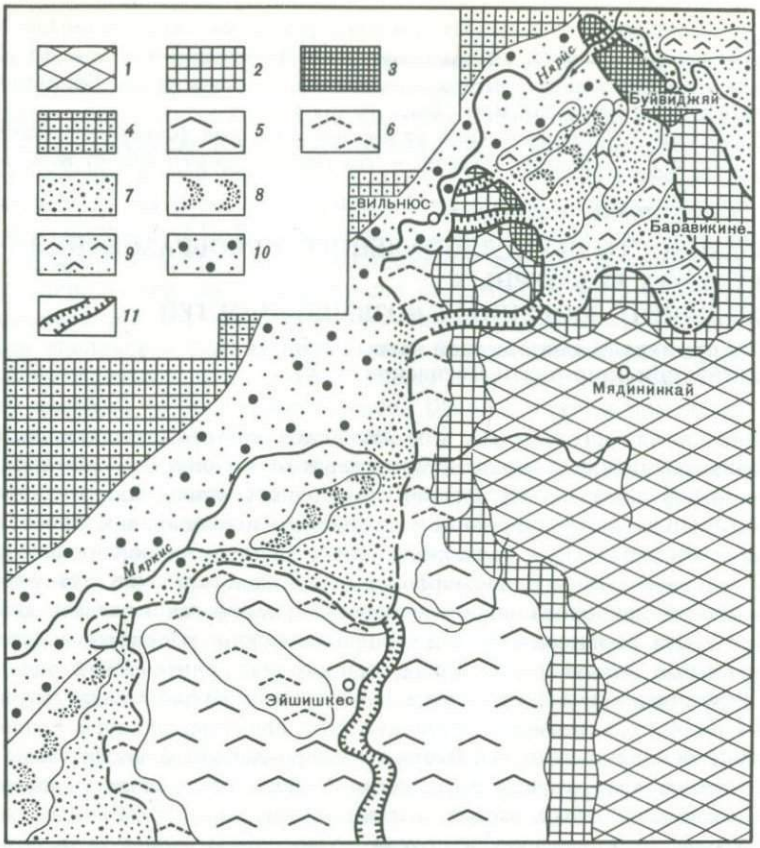


Рис. 1. Северо-западные отроги Ошмянской возвышенности (Мядининкская возвышенность и Эйшишкское плато)

1 – ядро возвышенности, сложенное московскими краевыми ледниковыми образованиями; *2–3* – причлененные к возвышенности полосы краевых ледниковых образований; *2* – бологовской стадии валдайского оледенения; *3* – едровской стадии валдайского оледенения; *4* – возвышенности холмисто-моренной озерной Балтийской гряды; *5* – волнистое моренное плато криогенной планации; *6* – окраины Эйшишкского плато, сглаженные водами приледниковых водоемов и частично прикрытые "боровыми" песками; *7* – гляциодепрессии, выполненные мелкозернистыми песками и другими осадками приледниковых водоемов; *8* – "боровые" пески, перевеянные в материковые дюны; *9* – полосы краевых ледниковых образований, частично занесенные "боровыми" песками; *10* – участки гляциодепрессий, в которых приледниково-озерные осадки прикрыты флювиогляциальными отложениями; *11* – прорывные долины приледниково-озерных протоков, пересекающие клиновидные отроги моренных массивов

814

стирания. Изменение гляциоморфологического плана разрастающегося моренного массива не соответствует укоренившемуся взгляду о том, что франкфуртская фаза была только остановкой убывающего бранденбургского ледника и свидетельствует о некоторой его автономности в то время, т.е. о его повторном продвижении.

Как Мядининкская возвышенность, так и Эйшишкское плато с северной и западной сторон окаймляются обширными понижениями – лопастными гляциодепрессиями, в которых в ходе убывания ледника бологовской стадии возникали проточные приледниковые водоемы и аккумулировались значительные толщи мелкозернистых т.н. "боровых" песков. По минералогическому составу они тождественны покровным пескам криогенного элювия, залегающего тонким слоем на моренных и флювиогляциальных породах в пределах всех безозерных возвышенностей, откуда эти пески сносились в приледниковые водоемы усилившимися в условиях арктической пустыни делювиальными процессами.

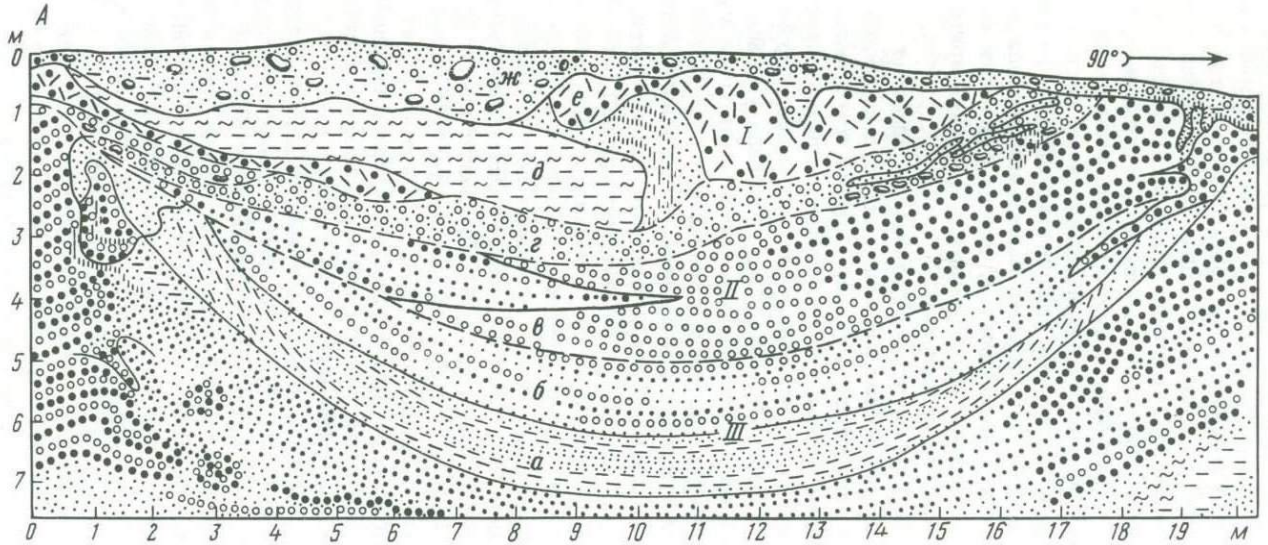
Выяснено, что приледниковые водоемы у северных и западных подножий возвышенности и плато подпруживались в течение двух фаз бологовской стадии, а также одной фазы едровской стадии, причем водоемы более северной гляциодепрессии всегда имели более высокий уровень, чем синхронные водоемы соседней юго-западной гляциодепрессии. Это создавало условия для прорывов вод, которые осуществлялись через пониженные участки клиновидных моренных массивов [Басаликас и др., 1975]. Таким образом части этих массивов отчленялись от остальной возвышенности прорывными долинами приледниково-озерных протоков. Главный клиновидный выступ Мядининкской возвышенности расчленен тремя прорывами, причем второй самый глубокий прорыв ныне является живописной долиной нижнего течения р. Вильня в пределах г. Вильнюс. Четвертая аналогичная прорывная долина (которую использует р. Западная Березина) пересекает Ошмянскую возвышенность уже в пределах Белорусской ССР. Прорыв углового Буйвиджяйского массива включен в долину р. Пярис на участке Скерсабаляй. Эйшишкское плато пересекается двумя прорывами. Более ранний длинный прорыв используется р. Дэитва, а более поздний короткий прорыв, изолирующий участок плато у местечка Матуйзос, загорожен нагромождением материковых дюн.

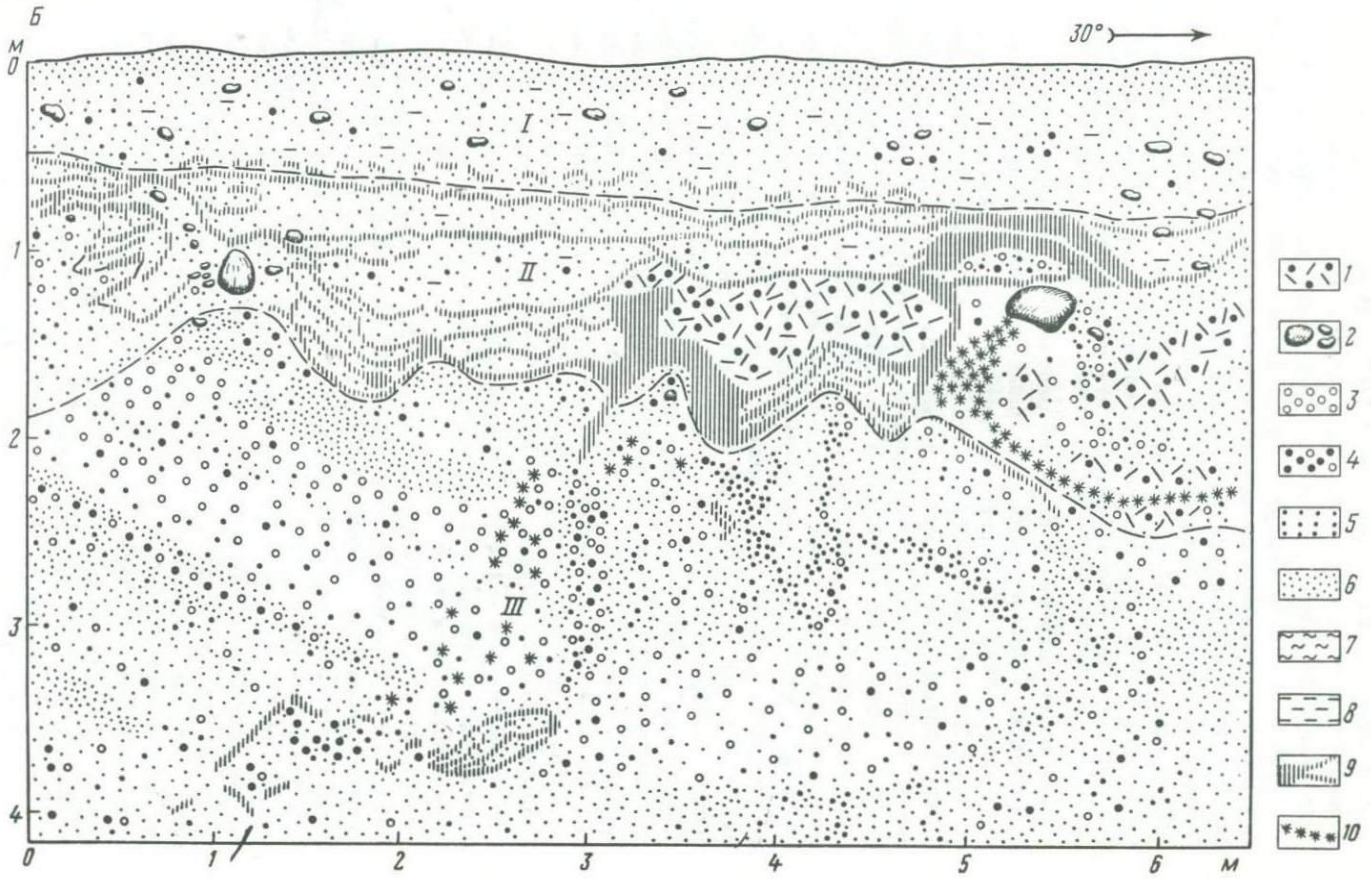
Гляцигенный рельеф древнего ядра и более молодых полос несет на себе отпечаток значительных перигляциальных преобразований. Под воздействием криогенной планации исчезли западины и котловины, мелкая холмистость была почти совсем сглажена, возникли участки волнистых вторичных моренных равнин. Крупные холмы и гряды заметно понизились и расширились, приобретая удлиненные денудационные склоны. Фазовость криогенной планации без труда читается в современном облике рельефа. В древнем ядре возвышенности совершенно отсутствуют как западины, так и остатки первичной моренной холмистости или волнистости, лишь расширения долинок, балок и логов указывают на места некогда существо-

Рис. 2. Строение перигляциальных склоновых отложений

А – обнажение делювиально-солифлюкционного плаща, выполняющего межхолмовое понижение у села Видяняй на Эйшишкском плато; *Б* – разрез склоновых отложений холма Юозапине в ядре Мядининкской возвышенности

1 – переотложенный выветрелый моренный суглинок; *2* – валуны и галька; *3* – гравий; *4* – крупнозернистый песок; *5* – среднезернистый песок; *6* – мелкозернистый песок; *7* – глина; *8* – алеврит; *9* – лентообразные скопления окислов железа; *10* – скопления карбонатов




Б
м
0
1
2
3
4
30°
I
II
III
0
1
2
3
4
5
6
м
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

вавших западин [Басаликас и др., 1977]. В позднее причлененных полосах гляцигенного рельефа бологовского возраста еще кое-где сохранились бессточные едва заметные понижения, уплощенные денудационные увалы содержат часто по несколько слабо выраженных вершин – остатков первичной мелкой холмистости, а в пределах Баравикинского морского массива еще сохранились и два небольших озера. Для Буйвиджяйского массива, причлененного ледниками едровской стадии, бессточные западины ныне еще столь же характерны как и открытые отрицательные мезоформы – криогенная планация там успела переработать поверхность, но лишь частично.

Фазовость криогенной планации запечатлена в коррелятных отложениях, заполняющих бывшие западины и котловины холмисто-моренного рельефа или прикрывающих нижние участки удлиненных склонов. Эти отложения образуют сложные делювиально-солифлюкционные плащи, обычно состоящие из ряда (чаще всего трех) горизонтов, отличающихся текстурными и структурными особенностями. Эти плащи нами изучались в естественных и искусственных обнажениях различных элементов мезоформ рельефа. Интересный семиметровый разрез коррелятных отложений был изучен в карьере Видяняй, в полосе бологовских образований Эйщишкского моренного массива (рис. 2, *А*). В нижней части занесенного межхолмового понижения обнаружены ритмично слоистые тонкозернистые пески и алевриты (*а*), выше переходящие в среднезернистые пески с прослоями гравия (*б*). Средняя часть разреза состоит из нечетко слоистых разнозернистых песков с примесью гравия (*в*), прикрытых неслоистой сильно ожелезненной песчано-гравийной смесью (*г*). Верхнюю часть разреза образуют ритмично слоистые алевриты и глины (*д*), прикрытые переотложенным склоновыми процессами моренным суглинком (*е*). Самая верхняя часть разреза, сильно измененная морозным выветриванием и криогенным перемешиванием, превращена в супесь, содержащую значительную примесь эоловой пыли (*ж*).

Судя по структурным и текстурным особенностям (Дедков, 1970; 1977), разрез Видяняй представляет собой делювиально-солифлюкционные отложения. Нижняя часть разреза (*а* и *б*) свидетельствует о преобладании среди склоновых процессов делювиального смыва и струйчатой эрозии, средняя часть (*в* и *г*) указывает на увеличивающуюся роль солифлюкции, а по строению верхней части (*д* и *е*) можно судить, что делювиальный смыв полностью сменился солифлюкцией. Самый верхний слой (*ж*) представляет собою т.н. покровные образования перигляциальной перструкции [Kopp, Jäger, 1972], которые, как реликт позднеледникового почвенного покрова, часто обнаруживаются не только на аккумулятивных (аллохтонных) наносах, но и на автохтонных породах денудированных элементов рельефа [Басаликас и др., 1976].

Интересно отметить, что слой перигляциальной перструкции (около 0,6–1,2 м мощности) обычно также состоит из резко вы-

раженных горизонтов, отличающихся неодинаковой степенью криогенного перемешивания и преобразования исходных пород. Немецкие исследователи самый верхний полностью перемешанный и опесчаненный горизонт обозначают греческой буквой "δ", ниже залегающий не полностью перемешанный горизонт с оставшимися текстурными следами криогенных процессов (криодиапиров, инволюций) буквой "ϵ", а нижний меньше всего перемешанный горизонт с частичной сохранностью первичной слоистости – буквой "ζ". Именно опесчаненный горизонт "δ" служил в перигляциальных условиях главным источником песчаного материала, который в больших количествах сносился в окаймляющие возвышенность приледниковые водоемы и образовал толщи "боровых" песков.

Фазовость склоновых процессов подтверждают и делювиальные плащи, обнаженные на элементах положительных мезоформ рельефа. В качестве примера служит обнажение холма Юозапине (см. рис. 2,*Б*) в ядре Мядининкской возвышенности, в котором заметна неоднородность склоновых отложений, обусловленная как различиями вещественного состава исходных пород, так и характером склоновых процессов. Нижний (2–2,5 м) серо-бурый комплекс (III), представленный пылеватыми разнозернистыми песками, иногда с примесью гравия и галек, характеризуется изменчивостью литофаций, разнообразием инволюций, скоплениями окислов железа и карбонатов, клиновидными криогенными структурами. Для среднего (1,0–1,5 м) желто-серого комплекса (II), представленного алевритами, пылеватыми разнозернистыми песками с гравием и галькой характерны скопления окислов железа в виде извилистых лент. Разнообразие литофаций здесь также обусловлено наличием микродиапиров, инволюций и перераспределением грунтов в процессе термической сегрегации. Верхний белесоватый комплекс (0,6–1,2 м) представлен бесструктурными пылеватыми песками с невыразительными клиновидными и инволюционными структурами. Этот разрез свидетельствует о прерывистости склоновых процессов, о наложении нескольких горизонтов склоновых отложений, которые в перерывах между фазами склонового осадконакопления превращались криогенными процессами в перструктивные серии.

В ряде мест было замечено, что отдельные слои коррелятных склоновых отложений и даже перструктивные серии отделяются горизонтами слабовыраженных почв гидроморфного типа своеобразного агрегированного микростроения, содержащих тонкодисперсное глинистое вещество. Особенности богатых высокодисперсными минеральными веществами почв связаны с периодическим их промораживанием [Морозова, 1964]. Эти факты выдвигают вопрос о времени интенсификации и приостановки склоновых процессов. Разрез Видяняй, находящийся на бологовских гляцигенных образованиях, заставляет увязывать фазы интенсификации склоновых процессов с бологовским, едровским и вепсовским надвиганиями валдайских ледников в соседстве с изучаемой территорией. Однако аналогичные 4–6–8-метровые серии делювиально-солифлюкционных отложе-

814

ний по буровым материалам известны и из центральной части Мядининкской возвышенности, где они залегают на московских гляцигенных образованиях, иногда прикрывая озерно-болотные межледниковые отложения. Нижние горизонты этих делювиально-солифлюкционных плащей логичнее было бы увязывать с фазами похолоданий раннего и среднего вюрма, имевшими место около 60-70 тысяч (Аммерсфорт) и около 30-40 тысяч (Паудорф) лет тому назад [Galon, 1977].

Об отдельных фазах перигляциального преобразования рельефа безозерных холмисто-моренных возвышенностей можно судить и по морфологии долинно-балочных форм, густая (до 6,4 км/1 км^2 в пределах возвышенности и до 2,6 км/1 км^2 на плато) сеть которых расчленяет как сглаженные, так и оставшиеся холмистыми участки рельефа. Выделяется не меньше трех генераций долин и перигляциальных балок. Самая древняя генерация охватывает долины, сохранившиеся с межледниковья и к ним привязанные наиболее пологосклоновые балки, возникшие в древнейшем ядре возвышенности еще до наступления верхневалдайского пленигляциала. Более поздняя генерация перигляциальных балок образовалась в ходе убывания бологовских ледников, когда в окаймляющих гляциодепрессиях стали подпруживаться приледниковые водоемы, поднявшие базис эрозии. В эту фазу превратились в эстуарии и были сильно видоизменены нижние участки долин и балок более ранней генерации, а также возникло много новых балок, привязанных к берегам приледниковых водоемов. К этой средней генерации долинно-балочных форм надо безусловно причислять и уже упоминавшиеся выше прорывные долины - протоки приледниковых водоемов, пересекающие угловые моренные массивы.

Морфологически наиболее выразительный формы самой молодой генерации, которые расчленили окраины возвышенности уже после спуска приледниковых водоемов. Наиболее сильное эрозионное расчленение приурочено к концу позднеледниковья, ко времени бёллингского потепления (ок. 13 000 лет тому назад), когда исчезновение устойчивой мерзлоты очень уменьшило стойкость разжижающихся грунтов и могли совместно проявляться эрозионно-суффозионные процессы. Именно тогда на северных окраинах возвышенности, в придолинных полосах углубляющихся долин рек Нярис и Вильня, возникла густая разветвленная сеть весьма крутосклоновых сухих долинок, образующих целые эрозионные холмогорья, придающие столько живописности окрестностям г. Вильнюс.

Сопряженное изучение коррелятных отложений, перструктивных покровных образований и скульптурных элементов рельефа безозерных холмисто-моренных возвышенностей ставит своей целью комплексную расшифровку древней криолитозоны в широком палеогеографическом аспекте.

814

ЛИТЕРАТУРА

Басаликас А., Швядас К. Комплексы рельефа древнеперигляциальной области (Мядининкская возвышенность и Эйшишкское плато). В кн.: Geographia Lituanica. Вильнюс, 1976.

Басаликас А., Микалаускас А., Швядас К. Приледниковые водоемы юго-восточной Литвы в ранненеоплейстоценовое время. История озер в плейстоцене. Л., 1975.

Басаликас А., Микалаускас А., Швядас К. Покровные образования перигляциальной перструкции. – В кн.: Geographia Lituanica. Вильнюс, 1976.

Басаликас А., Микалаускас А., Швядас К. Перигляциальные отрицательные формы рельефа Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато. – В кн.: Научные труды вузов Литовской ССР, География и геология, 1977, т. XII.

Дедков А.П. Экзогенное рельефообразование в Казанско-Ульяновском Приволжье. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1970.

Дедков А.П. и др. Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.

Морозова Т.Д. Микроклиматические особенности палевых почв Центральной Якутии в связи с криогенезом. – Почвоведение, 1964, № 11.

Galon R. Ostatni zimny okres (Wurm) a ostatanie zlodowacenie skandynawskie. Studia geologica palonica. Warszawa, 1977, vol. 22.

Kopp D., Jäger K.-D. Das Perstruktions- und Horizontprofil als Trennmerkmal periglaziärer und extraperiglaziärer Oberflächen im nord-mittel-europäischen Tiefland. Greifswald Wissenschaftliche Zeitschrift Ernst-Moritz-Arndt Universität, 1972, B. XXI, N 1.

Т. А. СЕРЕБРЯННАЯ

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ТЕМПОВ ЭРОЗИОННЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРРИТОРИИ СРЕДНЕРУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Для территории Среднерусской возвышенности, как и для многих других районов интенсивного сельскохозяйственного освоения, необходимость изучения эрозии стимулируется практическими задачами. В результате эрозионных процессов здесь происходит отчуждение значительных площадей, ранее занятых пахотными угодьями, и снижается плодородие почв. На восточных склонах Среднерусской возвышенности, где эрозия проявляется особенно активно, доля смытых и эродированных земель местами достигает 60% [Долгополов, 1971]. В целом для Среднерусской возвышенности показатель густоты долинно-балочного расчленения оценивался в 2,9 км/км^2 [Доскач, 1976].

Активизации эрозионных процессов на Среднерусской возвышенности способствуют физико-географические условия в тесной связи с интенсивным хозяйственным использованием земель (во многих районах проводилась сплошная распашка водоразделов и пологих

склонов, ранее занятых лесной и степной растительностью). На развитие эрозии большое влияние оказывают значительные тектонические поднятия, проявляющиеся в центральной части Среднерусской возвышенности за последние десятилетия [Карта современных вертикальных движений ..., 1973].

Для разработки мероприятий по предотвращению эрозии необходимо располагать количественными оценками ее темпов. С этой целью применяются разные методы, включая непосредственные периодически повторяющиеся наблюдения за ростом оврагов, последовательные измерения твердого стока на гидрологических станциях, сопоставление картографических материалов за разные годы. В качестве примера применения последнего метода можно отметить анализ современных крупномасштабных источников и карт, выполненных во время генерального межевания в конце XVIII в. При этом сравнении можно убедиться в том, насколько возросли густота и глубина овражно-балочного расчленения за последние 200 лет.

Заметим, что все перечисленные методы, хотя и позволяют получить количественные оценки темпов эрозионных процессов, но охватывают ограниченные интервалы времени – несколько последних лет, или, в лучшем случае, десятков лет. Даже сопоставление вышеуказанных картографических материалов позволяет расширить временной диапазон только на последние 200 лет. Экстраполяция полученных этими методами данных в глубь прошлого содержит момент неопределенности, поскольку темпы эрозионных процессов могли изменяться во времени. По поводу оценок, полученных при измерении твердого стока, надо отметить, что не весь снесенный со склонов материал попадает в русловой поток, а напротив, бóльшая его часть отлагается в виде плащей покровных отложений, делювиальных шлейфов, овражного и балочного аллювия [Тимофеев, Фирсенкова, 1978]. С этими фактами необходимо считаться при интерпретации расчетных данных.

Нами было предпринято изучение темпов сноса осадков в приводораздельных районах Среднерусской возвышенности. В качестве хронологических реперов использовались датированные радиоуглеродным методом (C^{14}) органогенные осадки, залегающие непосредственно под плащом смытых склоновых наносов или перекрытые аллювием в поймах малых рек. Серии таких отложений были обнаружены в бассейне Верхней Оки еще в конце XIX в. во время работ экспедиции по изучению истоков рек Европейской России [Никитин, Погребов, 1895]. В оврагах и балках этого района были описаны выходы торфа, перекрытые слоистыми суглинистыми и супесчаными осадками. Позднее Е.В. Оппоков [1910], Н.И. Пьявченко [1953] и Л.А. Крупенина [1974] обратили внимание, что многие пойменные торфяники Среднерусской возвышенности погребены под минеральными наносами.

Эти поверхностные отложения отличаются следующими литологическими особенностями. Они представляют собой слоистую толщу, состоящую из более светлых прослоев суглинка или супеси и темно

814

окрашенных, гумусированных, а в нижней части иногда и торфяных прослоев. Нам удалось выявить различный генезис этих слоистых осадков, который находится в тесной связи с их положением в рельефе.

Следует различать делювиальные и пойменно-аллювиальные слоистые отложения. Первые перекрывают торфяники, расположенные в верховьях балок в наиболее возвышенных частях Среднерусской возвышенности, примыкающих к водоразделам Оки и Сейма, а также Оки и Десны. В ряде случаев эти серии голоценовых осадков вскрываются в обнажениях, образованных малыми водотоками, и доступны для непосредственного изучения, либо требуют небольших дополнительных вскрышных работ. Пойменно-аллювиальные осадки перекрывают низинные торфяники на поймах рек.

Наиболее благоприятные возможности для изучения темпов накопления кроющих торфяники делювиальных и пойменных отложений представляются там, где имеются естественные обнажения, полностью вскрывающие двучленные серии молодых осадков. Особое внимание привлекают районы торфоразработок, где имеются большие карьеры.

В результате стратиграфического и палеоботанического изучения торфяников и кроющих отложений, а также радиоуглеродного датирования удалось установить возраст этих генераций осадков. На основании имеющихся в нашем распоряжении C^{14}-датировок торфа и древесины, полученных в двух лабораториях - Биогеохимической Института зоологии и ботаники АН ЭССР [Ильвес, 1974] и Радиоизотопной Геологического института АН ЭССР [Пуннинг и др., 1974] выяснилось, что образование самой верхней пачки отложений происходило относительно недавно, в позднем голоцене.

Для точной фиксации времени и скорости накопления делювиальных и пойменно-аллювиальных чехлов наибольший интерес представляют датировки самых верхних слоев торфа. Правда, нельзя полностью исключить наличие перерыва в осадконакоплении по окончании формирования торфяной залежи. Однако, этот перерыв вряд ли был значительным, судя по очень молодому возрасту верхних горизонтов торфа и по палинологическим характеристикам. Во всяком случае, можно вполне определенно судить о времени, за пределы которого не выходило формирование делювиальных и пойменно-аллювиальных чехлов.

Остановимся на результатах изучения конкретных разрезов. В центре Среднерусской возвышенности нами изучено четыре разреза голоценовых отложений в районе, примыкающем к водоразделу Оки и Сейма. Три из них находятся в бассейне Оки, а один - в бассейне Сейма (рисунок).

В 10 км к югу от пос. Кромы (Орловская область близ д. Линия временный водоток в осевой части балки, открывающейся своим устьем в долину р. Гнилуша, левого притока Оки, вскрывает торфяник, перекрытый суглинистой делювиальной толщей мощностью 1,2 м. Для верхнего слоя торфа получена C^{14}-датировка 1490±50 лет

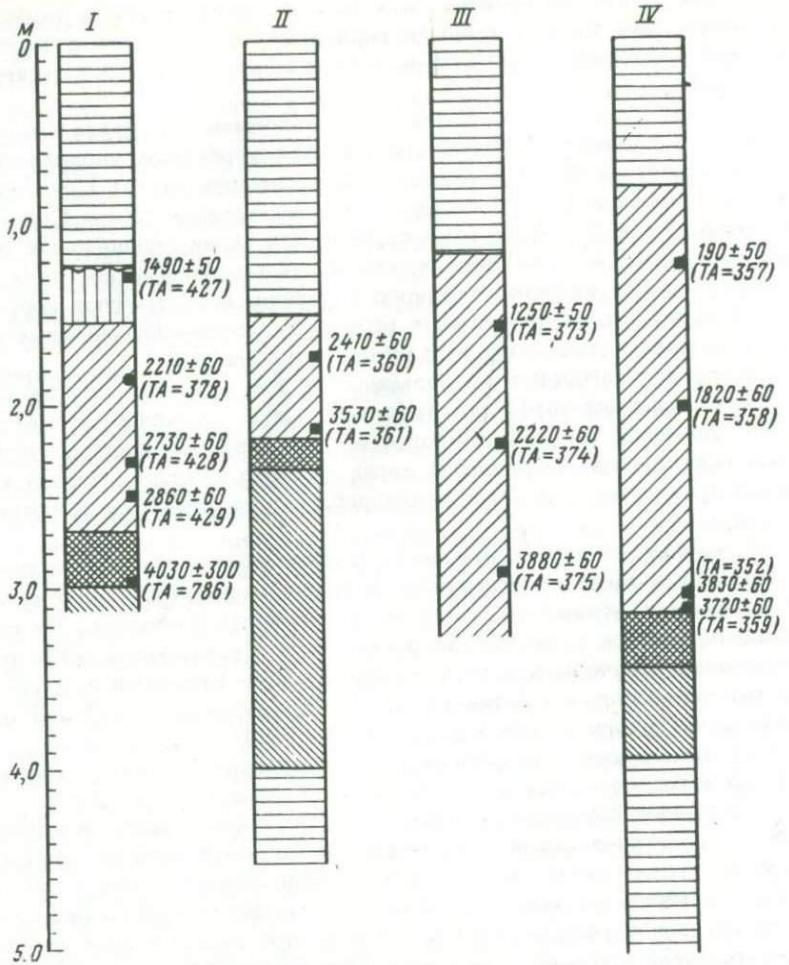
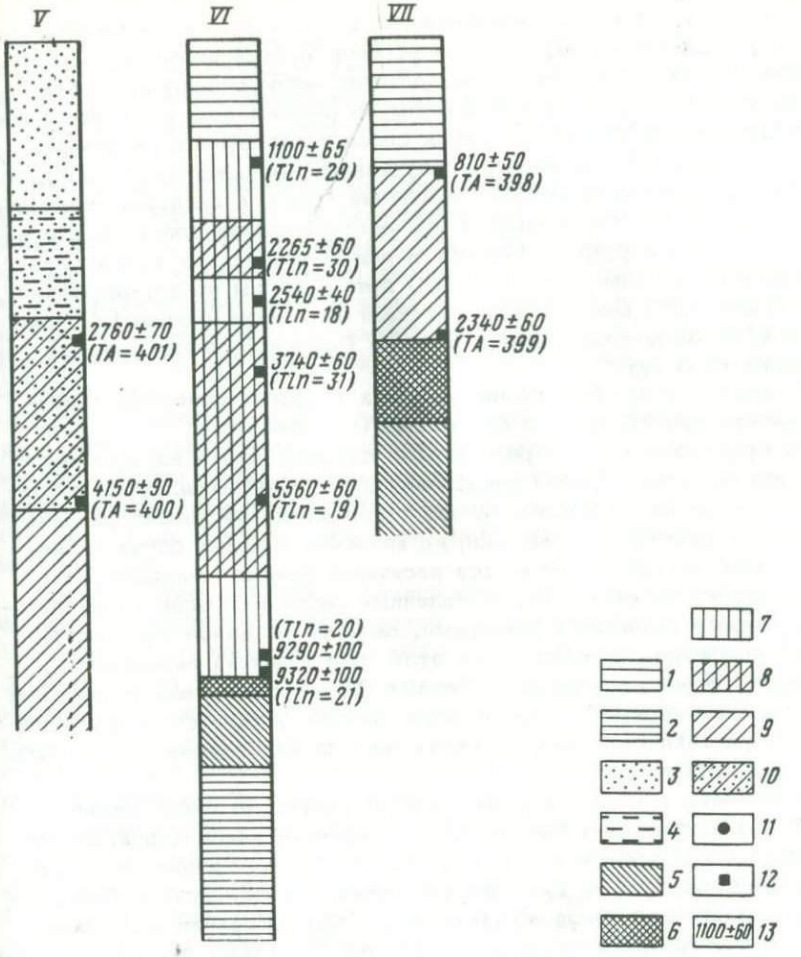


Схема строения разрезов поверхностных отложений Среднерусской возвышенности

Разрезы: *I* – Линия; *II* – Ретяжи-8; *III* – Ретяжи-6; *IV* – Песочня; *V* – Балкашинский; *VI* – Тулица; *VII* – Бобрава. Литология: *1* – суглинки; *2* – глины; *3* – пески и супеси; *4* – прослои торфа в песках и супесях; *5* – сапропели и озерные суглинки; *6* – торфянистые сапропели

(ТА-427). Таким образом, делювий мог перекрыть торфяник не ранее 1500 лет назад. По нашим расчетам, скорость накопления делювиального чехла в этом районе не превышала 0,83 мм/год. Однако, если допустить возможность перерыва в осадконакоплении, либо размыва верхних горизонтов торфа, то темпы седиментации делювия могли быть и выше.



Типы торфа: *7* – лесной; *8* – лесо-топяной; *9* – топяной; *10* – топяной опесчаненный

Места отбора образцов на определение возраста по C^{14}: *11* – древесины; *12* – торфа; *13* – возраст (лет назад от 1950 г.)

Два других разреза – Ретяжи 6 и Ретяжи 8 – находятся в нескольких километрах к юго-востоку от разреза у д. Линия, на расстоянии 1 км один от другого. Рассматриваемые обнажения вскрываются логами, которые дренируются р. Ретяжи, левым притоком Оки. В разрезе Ретяжи 8, расположенном на более высоком гипсометрическом уровне по сравнению с разрезом Ретяжи 6 (по дан-

ным инструментального нивелирования разница высот составляет 5,2 м), торфяник перекрыт 1,5-метровой толщей делювия. Торф в разрезе Ретяжи 6 залегает под пойменно-аллювиальными осадками мощностью 1,2 м. К сожалению, мы не располагаем непосредственными данными о возрасте верхних слоев торфа в этих разрезах. Однако, серии C^{14}-датировок, полученных для каждого из разрезов, позволяют рассчитать темпы накопления торфа, а следовательно, и установить время формирования его самых верхних слоев. В итоге оказалось, что в разрезе Ретяжи 8 вся делювиальная толща сформировалась не более, чем за 1800 лет, а темпы ее формирования составляли 0,83 мм/год. Как вытекает из экстраполяции C^{14}-датировок, верхние слои торфа в разрезе Ретяжи 6 имеют возраст примерно 600 лет.

Следовательно, образование кроющих торфяник слоев пойменного аллювия происходило со скоростью 0,5 мм/год.

Из приведенных выше результатов следует, что в верхней части бассейна р. Ретяжи темпы накопления делювиальных шлейфов и пойменного аллювия за последние два тысячелетия несколько различались, хотя сам порядок величин не менялся: в обоих случаях скорость седиментации оценивается десятыми долями миллиметра в год. Следует заметить, что выявленные различия могли определяться геоморфологическими факторами, включая и разное гипсометрическое положение разрезов. При этом не исключена вероятность, что когда торфяник в разрезе Ретяжи 8 был дренирован вследствие регрессивной эрозии, то самые верхние слои торфа могли быть размыты. При таком допущении темпы накопления делювия могли быть выше расчетных.

В бассейне р. Сейм нами был изучен разрез на левобережье р. Песочня к югу от г. Железногорск. Торфяник здесь перекрыт делювиальными наносами мощностью 1,2 м. Первоначально этот торфяник формировался на дне широкой балки, а впоследствии был дренирован небольшой рекой, впадающей в Свапу. Верхние горизонты торфа имеют возраст около 200 лет по C^{14}. Таким образом, в этом районе делювий накапливался со скоростью 6 мм/год.

Полученная оценка на целый порядок превышает скорость седиментации склоновых отложений в изученных нами разрезах в бассейне Верхней Оки. Остановимся на возможных причинах этого расхождения. Во-первых, интенсивность эрозионных процессов находится в тесной зависимости от степени освоенности территории и состояния естественного растительного покрова. Прилегающий к левому берегу р. Песочня склон сплошь распахан и на приводораздельных территориях не сохранилась лесная растительность. Во-вторых, немаловажное значение имеет характер склона, с которого сносится материал. Склон долины р. Песочня отличается большей длиной и крутизной, чем склоны в рассмотренных выше районах в верховьях рек Гнилуша и Ретяжи. Приуроченность разреза Песочня к зоне унаследованных тектонических поднятий, о чем свидетельствует близкое к поверхности залегание докембрийских пород и незначи-

тельная мощность осадочного чехла также могли повлиять на увеличение темпов делювиального сноса. В современную эпоху, по данным повторного геодезического нивелирования, эта территория поднимается со скоростью 4–6 мм/год [Карта современных вертикальных движений ..., 1973].

Кроме центральных районов Среднерусской возвышенности нами были проведены расчеты и на западной ее окраине. Здесь в бассейне р. Лубна, левого притока р. Цон, около х. Балкашинский мы изучали обнажение торфяника, дренированного эрозионным врезом и перекрытого супесчано-песчаной делювиальной толщей мощностью 1,5 м. Верхние слои торфа имеют возраст 2760±70 лет (*ТА*-401). Таким образом, кроющие торф осадки накапливались со скоростью 0,58 мм/год.

Все рассмотренные нами разрезы находятся поблизости от главного водораздела Среднерусской возвышенности. В нашем распоряжении имеются также материалы, относящиеся к более низким периферическим северным и юго-западным районам возвышенности, где нами были изучены торфяники, перекрытые пачками аллювиальных осадков.

Так, в пойме р. Тулица, правого притока р. Упа, вскрывается торфяник, перекрытый серией слоистых суглинков мощностью 60 см. Возраст самого верхнего горизонта торфа оценивается по C^{14} в 1100±60 лет (Tln-29). Следовательно, скорость накопления пойменного аллювия не превышала 0,54 мм/год. Бассейн р. Тулица расположен в зоне широколиственных лесов в пределах Тульских засек, где и в настоящее время сохранилось немало лесных массивов, ограничивающих смыв почвы со склонов.

На юго-западе Среднерусской возвышенности в долине р. Бобрава, левого притока р. Псел, изучался пойменный торфяник, перекрытый слоистыми отложениями мощностью 67 см. Возраст верхних горизонтов торфа установлен по C^{14} в 810±50 лет (*ТА*-398). Таким образом, чехол пойменного аллювия накапливался со скоростью 0,84 мм/год. Судя по геоморфологическим данным, в р. Бобрава поступает материал с ограниченного водосбора, примыкающего к водоразделу бассейнов Псла и Ворсклы. Можно предположить, что в этом районе темпы накопления пойменного аллювия мало отличались от темпов плоскостного смыва со склонов. Относительно высокая интенсивность эрозионных процессов находится в соответствии с уровнем сельскохозяйственной освоенности водосборного бассейна р. Бобрава, практически подвергшегося сплошной распашке.

Подводя итоги наших наблюдений и расчетов скорости аккумуляции делювиальных шлейфов и накопления пойменного аллювия в бассейнах малых рек Среднерусской возвышенности, можно отметить, что оба эти процесса тесно взаимосвязаны. Эта зависимость наиболее выражена в пределах малых водосборных бассейнов, занимающих относительно высокое положение в рельефе рассматриваемой территории.

Поскольку все изученные разрезы находятся либо на юге зоны широколиственных лесов, либо на севере зоны лесостепи, климатические различия невелики. Годовые суммы осадков колеблются от 550 до 575 мм/год. Средняя температура июля составляет $+19^{\circ}$, января – -9°. Естественный растительный покров сильно преобразован под влиянием хозяйственной деятельности человека. В таких условиях средняя скорость аккумуляции делювиальных шлейфов оценивается примерно в 0,5 мм/год, а в условиях преобладания более крутых распаханных склонов достигает 0,8 мм/год. В зоне наиболее активных восходящих движений этот показатель увеличивается на целый порядок, составляя 6 мм/год (район г. Железногорск).

Предпринятое нами исследование интенсивности эрозионных процессов, опиравшееся на объективную аналитическую информацию, позволяет судить об их динамике в рамках точно фиксированных интервалов истории позднего голоцена. Путем сгущения сети изученных разрезов открывается путь для выявления пространственных закономерностей и картографирования, что может быть положено в основу долгосрочного регионального прогноза развития эрозионных процессов.

ЛИТЕРАТУРА

Долгополов К.В. Центрально-Черноземный район. – В кн.: Юго-Восток европейской части СССР. М.: Наука, 1971.

Доскач А.Г. Эрозия и борьба с ней. – В кн.: Природные ресурсы Русской равнины в прошлом, настоящем и будущем. М.: Наука, 1976, с. 164–185.

Ильвес Э. Список радиоуглеродных датировок Института зоологии и ботаники Академии наук Эстонской ССР. Сообщение VI. – Изв. АН ЭстССР. Сер. 4, биология, 1974, т. 23, № 3.

Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы. Масштаб 1:2 500 000. М.: ГУГК, 1973.

Крупенина Л.А. Возраст и условия осадконакопления пойменных отложений рек Сейм и Крома. – Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1974, № 2.

Никитин С.Н., Погребов Н.Ф. Исследования Гидрогеологического отдела 1894 г. в бассейне верховьев Оки до впадения р. Кромы. Спб., 1895. Тр. Экспед. исслед. источников главнейших рек Европейской России.

Оппоков Е.В. Реки и болота Суджанского уезда Курской губернии. – Изв. РГО, 1910, т. 46, вып. 1–5.

Пуннинг Я.М., Какум Т., Раямяэ Р. Список радиоуглеродных датировок Института геологии АН ЭССР. – Изв. АН ЭстССР. Сер. химия – геология, 1974, т. 23, № 1.

Пьявченко Н.И. Торфяники русской лесостепи. М.: Изд-во АН СССР, 1953.

Тимофеев Д.А., Фирсенкова В.М. Опыт определения объема и скорости общей денудации в условиях лесостепи Русской равнины. – Геоморфология, 1978, № 3.

Ч. Х. ХОДЖАЕВ

СОВРЕМЕННОЕ РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА ПУСТЫНЬ ПОД ВЛИЯНИЕМ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

В суровых климатических условиях пустынь многие природные компоненты находятся в неустойчивом состоянии и обладают большой динамичностью. Они чутко реагируют на внешнее воздействие и легко перестраиваются в новых условиях. Особенно сильное влияние на них оказывают изменения климата, которые в своих разных проявлениях находят последовательное отражение во всех этапах развития ландшафтов пустынь.

Динамичность в пустынных ландшафтах, естественно, проявляется комплексно, охватывая все основные компоненты природы. Однако одним из наиболее динамичных и предрасположенных к изменению компонентов является эоловый рельеф песчаных пустынь. В его динамике, как известно, главная роль принадлежит деятельности ветра, создающего мощную толщу перевеянного эолового песка и дробно расчлененный мезорельеф пустынных равнин.

Сложенный главным образом из гряд и бугров разной величины, этот мезорельеф осложняет поверхность крупных элементов рельефа плато, кыров, депрессионных участков и т.д.(например, в Северных Каракумах, Чилмамедкуме, Учтагане, Минбулаке и др.). В результате этого древние реликтовые формы во многом теряют свои былые очертания и приобретают внешне современный вид. В некоторых районах они почти полностью сливаются с молодыми, геологически недавно образованными низкими равнинами (например, северо-западные окраины Северных Каракумов, западные участки Чилмамедкума, северные части песков Сундуклы и др.).

Не касаясь вопроса пространственной неравномерности эоловой деятельности в пустынях в зависимости от состава поверхностных горных пород, остановимся на ее неравномерности во времени, связанной главным образом с изменениями климата.

За последнее время в географической литературе много сообщается об изменениях климата Земли и отдельных регионов [Шнитников, 1969; Кинд, 1971; Хотинский, 1977; и др.]. Волнообразные циклические изменения разной продолжительности и периодичности, накладываясь друг на друга, создают сложную картину, окончательно разобраться в которой вряд ли представляется пока возможным. Среди этой довольно запутанной картины привлекает внимание 35-40-летняя изменчивость циклического характера, которая известна под названием цикла Брикнера.

Обработка материалов метеорологических наблюдений по Восточной Туркмении позволяет установить более влажную фазу этого цикла, захватывающую конец прошлого и начало текущего столетия. Период с 1912 по 1950 гг. выделяется общей низкой влажностью, а ныне мы переживаем сравнительно влажную и прохладную фазу

(1950–1990 гг.). Между собой они отличаются по температуре и влажности воздуха и по количеству атмосферных осадков.

Несомненно, что дефляционно-аккумуляционные процессы, связанные с деятельностью ветра в пустынях, неравномерны по этим климатическим циклам. Находясь в крайних пределах существования, все ландшафтные комплексы пустынь очень чувствительны к этим циклическим изменениям. Даже слабо выраженные фазы или части циклов достаточно заметно отражаются в общем состоянии ландшафтов, особенно в развитии почвенно-растительного покрова и формировании рельефа.

Хорошее развитие растительности во влажные фазы сокращает дефляцию и общее эоловое моделирование рельефа. Вместо дефляции в целом в это время на первое место выступают биотические факторы. Усиливается восстановление пустынной растительности на тех участках, где по тем или иным причинам она ранее уничтожена.

Коротко рассмотрим темп зарастания барханных песков и возобновление кустарников на вырубках в условиях нынешней сравнительно влажной и прохладной фазы.

В Восточных Каракумах барханные пески распространены шире, чем где-либо в других районах пустынь Средней Азии. Они находятся в активном движении под действием ветра. Грунтовые воды недоступны для растительности, но в песке накапливается влага от атмосферных осадков, что благоприятствует естественному зарастанию. За период наблюдений в течение 27 лет количество растений на крупнобарханной опытной площадке в 1 га увеличилось почти в 8 раз, на среднебарханной – более чем в 4,5 раза, а на мелкобарханной опытной площадке проективное покрытие растений за то же время увеличилось с 8–10% до 20–22%. Соответственно уменьшился объем перевеваемого песка и изменился рельеф барханных цепей.

В результате зарастания многие участки мелкобарханных песков перешли в тип хорошо заросших грядово-бугристых песков, а среднебарханные пески превратились в мелкобарханные и т.д.

Интересные сведения можно сообщить о естественном восстановлении кустарников после дровозаготовительной рубки в пустынях Восточных Каракумов и о том, как хорошо сохранился природный комплекс на участках вырубки несмотря на то, что раньше на некоторых из этих участков было много котловин дефляции, местами с пятнами перевеянных песков [Ходжаев, 1974; 1978]. Опытные площадки были заложены в разных урочищах (в ландшафтном понимании) с различной густотой растительности и по разному развитой дефляцией, а рубка кустарников, проведенная без соблюдения соответствующих лесовосстановительных правил, открыла путь развитию дефляции.

Однако быстрое самовосстановление кустарников и хорошее развитие всего растительного покрова предотвратило усиление дефляции. Уже через 8–10 лет после рубки все основные кустарники восстановились в почти прежнем обилии и в нормальной полноте,

814

а формы обычного для Каракумов грядово-бугристого рельефа остались неизменными. На опытной площадке в изреженном белосаксаульнике поверхность была испещрена котловинами дефляции еще до рубки и предполагалась активизация процессов разбарханивания после рубки. Но все же этого не произошло и природный комплекс на всем участке остался почти неизменным.

Изложенное сообщение свидетельствует о том, что в существующих климатических условиях, относящихся к сравнительно влажной и прохладной фазе вышеотмеченных циклов, дефляция в пустынях Средней Азии не является всеобъемлющим фактором рельефообразования. Вопреки широко распространенному мнению [Петрушевский, 1937; Колов, 1955; Коровин, 1961; и др.] дефляцию нельзя назвать извечным явлением в пустынях.

Ее широкое развитие мы наблюдаем лишь в тех районах пустынь, где хозяйственная деятельность ведется нерационально и многообразно в течение длительного времени. В других же условиях дефляция в своих разных проявлениях вместе с создаваемыми ею первичными формами рельефа (язвы дефляции, котловины выдувания или дефляции, рытвины развевания, бугорки-косы, пятна перевеваемых песков и т.д.) быстро локализуется и прекращает развитие.

Ни одно из обычных в пустынях естественных явлений – ни деятельность грызунов и землероев, ни наветренное или ветроударное расположение высоких склонов гряд и других форм рельефа, ни рытвины, оставленные временными водными потоками – не могут сами по себе породить дефляцию или усилить ее развитие в нынешних условиях.

Климатические условия влажных циклов создают широкие возможности для резкого усиления роли биотических факторов, для активной и полной реализации растекания, давления жизни по В.И. Вернадскому [1967]. Повышается продуктивность пустынной растительности, усиливается почвообразование, обогащаются различными формами жизни раньше почти абиотические барханные участки. Главным же в этих процессах является ослабление дефляции.

В результате сокращается площадь барханных песков, в рельефе песчаных пустынь происходят значительные изменения – сглаживаются, исчезают многие детали рельефа, а также резкие перепады, связанные с дефляционно-аккумуляционными процессами. Относительно крупные формы рельефа пустынь фиксируются в это время лучше развивающимися почвенным покровом и растительностью, а местами шохом – кальциево-конкреционным горизонтом, бронирующим ныне поверхность неогеновых останцов (кыров).

Рассматривая вопрос о сокращении дефляции в пустынях, можно ссылаться также на труды Р.А. Ротова [1964], Б.Н. Сенкевича [1976], Л.Г. Добрина [1978], которые по разному аргументировали свои выводы по данному вопросу. Зарастание барханных песков к антропогенной категории изменений можно отнести только на отдельных сравнительно небольших участках, где ведется интенсивная фитомелиоративная работа. Слабое развитие дефляции и отсутствие

песчаных заносов на новостройках в пустыне также следует связать с нынешними благоприятными климатическими условиями. Количество выпасаемого в Каракумах скота в настоящее время значительно больше, чем в 30-е годы, когда наблюдались обширные барханные массивы и песчаные заносы [Дубянский, 1928]. Дровозаготовки ныне также существенно увеличились по сравнению с теми годами. Однако вышеотмеченное зарастание наблюдается почти повсеместно.

Названные явления наблюдаются и в сухие фазы циклов. Но в это время они слабо выражены, а главное неравномерны и прерывисты, с частыми отступлениями. Местами резко усиливаются обратные явления - активизация дефляции и аккумуляции, особенно под влиянием дополнительных неблагоприятных внешних воздействий, например, нерациональной хозяйственной деятельности человека.

В географической литературе неоднократно отмечались процессы значительного развития дефляции, происходящие в сухие фазы циклов климатических изменений. Отмечались также развевание и обарханивание ранее хорошо заросших песков. Появились схемы возникновения барханных массивов в результате поэтапного развития дефляции и накопления подвижных песков [Никитин, 1936; Петров, 1950; и др.]. Схема состоит из 4 стадий, каждая из которых характеризуется дальнейшим все большим накоплением наноса подвижных песков. Главной причиной всего происходящего по этой схеме является развевание песков по какой-либо местной причине. Растительность же исчезает постепенно по этапам развевания и на последней стадии сменяется бедной по составу и продуктивности барханной растительностью.

Однако эти явления присущи только сухим фазам циклов и в настоящее время не наблюдаются.

Следует отметить сугубо местный узколокальный характер распространения этих явлений даже в сухие фазы циклов. Для их более или менее длительного развития по отмеченным этапам требуется постоянное воздействие дополнительного внешнего влияния. Тем не менее естественные явления развевания песков и формирование барханных массивов имеют большое значение в общей динамике и моделировании песчано-пустынного рельефа. Создавая дополнительные наложенные формы на уже хорошо фиксированных грядах и буграх, они осложняют строение мезорельефа пустынь.

Интерес представляют интенсивность и темп развития явлений по основным стадиям, их связь с определенными геолого-геоморфологическими условиями и почвенно-растительным покровом отдельных районов пустынь. Особо следует изучить создаваемые этими явлениями формы рельефа, а также общие изменения, которые они вносят в строение коренного рельефа.

Изучив эти процессы, мы сможем внести значительный вклад в создание научнообоснованных методов целенаправленного и планомерного управления формированием и развитием эолового рельефа песчаных пустынь.

Итак, наблюдаемый ныне в пустынях сложный рисунок рельефа представляет собой результат волнообразных изменений главенствующего в пустыне морфогенетического фактора – эолового переотложения песка, периодического его усиления и ослабления в виде флуктуационных колебаний.

Рассматриваемые изменения в целом имеют поступательный характер, а не являются механическим повторением предыдущего цикла.

Каждый новый цикл (особенно влажный), завершается дальнейшим, еще большим возрастанием роли биологических компонентов песчано-пустынных ландшафтов до возможных в пустыне пределов. Это ведет к постепенному сглаживанию местных различий по типам пустынь (в том числе ландшафтных различий), возникших в связи с дефляционно-аккумулятивными процессами.

Одновременно с ослаблением процессов дефляции и аккумуляции уменьшается эоловый вынос песка, пыли и солей. Ослабевают эоловая сортировка и дифференциация материала, в том числе местных продуктов выветривания. Это ведет к увеличению роли остаточного элювия смешанного состава. Круговорот вещества в пустыне постепенно принимает местный, в значительной мере замкнутый характер.

Значительно активизируется вертикальное перемещение влаги, солей и частично мелкозема при явном преобладании восходящих токов инсоляционного типа. Мигрирующие снизу вверх растворы являются главными агентами в гипергенных преобразованиях, происходящих в приповерхностных горизонтах. Длительно перевеянный и хорошо отсортированный в прошлом песок уплотняется и обогащается мелкоземом и солями.

Эти процессы охватывают всю зону аэрации вплоть до уровня близких грунтовых вод, но главным образом они сосредоточиваются в ее верхней части, где формируются сильно уплотненные слои, сцементированные малоподвижными карбонатами.

Расположение горизонта основного уплотнения в профиле почвогрунтов изменяется в зависимости от мощности и степени сортировки песка. Так, в длительно перевеянных мощных древнеэоловых песках он расположен глубже, чем в слабоперевеянных и аллювиальных. Поэтому формы рельефа, сложенные из последних, фиксируются приповерхностными уплотнениями раньше, чем рельеф длительно перевеянных песков. Эоловый же рельеф, созданный в процессе длительного перевевания песка, свою динамичность сохраняет сравнительно долго.

Таким образом в последних этапах описываемого развития рельефа пустынь большое значение приобретает состав пород по разным областям накопления – аллювиальной, пролювиальной, дельтовой и т.д.

Возраст песчаной поверхности и длительность ее эоловой переработки определяют расчлененность рельефа данного района песчаных пустынь только в тех условиях, когда состав песка (вплоть до

гранулометрической неоднородности в пределах песчаной разномерности) является одинаковым на больших территориях.

Из общих изменений, происходящих в рельефе песчаных пустынь в результате вышеотмеченных процессов развития, укажем на самые существенные и повсеместные, характерные для тех районов, которые были охвачены длительными дефляционно-аккумуляционными процессами с сильной эоловой переработкой поверхностных песчаных отложений.

К таким изменениям относятся общее значительное сглаживание рельефа, уменьшение, местами полное исчезновение барханных участков, некоторое снижение гряд и бугров (перевеянный песок, слагающий эти формы, значительно уплотняется и оседает), выполаживание их склонов, преобладание простых по строению форм рельефа без мелких осложняющих деталей, а также постепенных переходов от понижений к буграм и грядам и т.д. Исчезают резкие перепады, котловины выдувания, прикустовые бугры, бугорки-косы и все другие формы, образованные в результате перевевания песка. Соответственно уменьшается общая динамичность рельефа.

Хозяйственная деятельность человека в пустыне и ее влияние на природу пустынь, в том числе на развитие рельефа, усиливается с каждым годом. Это влияние не только углубляется, сосредоточиваясь в отдельных районах пустыни, но также и расширяется, охватывая новые районы. Кроме того оно проявляется двояко – усиливаются отрицательные черты, характерные для природы пустынь (в том числе осложняется мезорельеф) в районах нерационального хозяйствования, с одной стороны, и улучшаются природные условия (в том числе сглаживается мезорельеф) на участках фитомелиорации, с другой.

Однако, в целом влияние человека на развитие пустынь в настоящее время еще не достигло того уровня, когда его можно было бы сопоставить с природными явлениями. Это влияние носит пока локальный характер и решающим является только в отдельных сравнительно небольших районах пустыни. Большая же часть последней развивается по естественным законам при слабом влиянии хозяйственной деятельности человека.

ЛИТЕРАТУРА

Вернадский В.И. Биосфера. М.: Наука, 1967.

Добрин Л.Г. Антропогенные изменения ландшафтов Каракумов. – Проблемы освоения пустынь, 1978, № 4.

Дубянский В.А. Песчаная пустыня Юго-Восточные Каракумы. – Тр. по прикладной ботанике, генетике и селекции, 1928, т. 19, вып. 4.

Кинд Н.В. Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология). Автореф. докт. дис.... М., 1971.

Колов С.Н. Некоторые вопросы эволюции песков по наблюдениям в пустынях Кызылкумы и Каракумы. – Тр. САГУ. Нов. сер., Геол. науки. Ташкент, 1955, вып. 63, кн. 6.

Коровин Е.П. Растительность Средней Азии и Южного Казахстана. Т. 1, 2. Ташкент, 1961.
Никитин С.А. Пески Юго-Западных Кызылкумов. – В кн.: Каракалпакия, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. Т. 2.
Петров М.П. Подвижные пески пустынь СССР и борьба с ними. М.: Географгиз, 1950.
Петрушевский Б.А. О происхождении грядовых песков в Каракумах. – Изв. ВГО, 1937, № 6.
Ротов Р.А. Изменение состава жизненных форм растений в процессе естественного зарастания барханных песков. – Бюл. Глав. бот. сада, 1964, вып. 52.
Сенкевич Б.Н. О генезисе основных форм эолового рельефа песчаных пустынь. Ашхабад, 1976.
Ходжаев Ч.Х. О процессах зарастания песков в Восточных Каракумах. – Бот. журнал, 1974, № 5.
Ходжаев Ч.Х. Роль дефляции в современном развитии ландшафтов пустынь Восточных Каракумов. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1978, № 3.
Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.; Наука, 1977.
Шнитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. М.: Наука, 1969.

814

А. П. СИГОВ, Е. Ф. СТАНКЕВИЧ, В. С. ШУБ

КЛИМАТ, РЕЛЬЕФ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Значение проблемы – климат, рельеф, полезные ископаемые – трудно переоценить. Знание климатических и геоморфологических условий формирования месторождений полезных ископаемых среди осадочных и, вероятно, вулканогенно-осадочных образований должно являться основой прогнозных и поисково-разведочных работ.

Подавляющая часть статей и тезисов докладов, представленных на секцию, касалась вопросов климатической и геоморфологической обусловленности геохимических типов гипергенеза и формирования полезных ископаемых. При этом основное внимание уделяется образованию кор выветривания и полезных ископаемых, связанных с ними (тезисы Б.М. Михайлова, Б.Ф. Горбачева, Ю.П. Селиверстова, Н.И. Орловой и др. Р.С. Родина и В.Ф. Филатова, А.М. Малолетко) и россыпей (тезисы О.А. Раковец, С.С. Коноваленко, Н.Н. Арманд и Л.В. Спорыхиной, Л.Н. Зведер, Н.В. Хмелевой и др., Н.С. Глазыриной, Н.П. Григорьева и др., В.В. Краскова и Ф.Ю. Абдуллазянова). Два сообщения посвящены выяснению роли карста в формировании месторождений полезных ископаемых (В.А. Гаряинов, И.С. Степанов и Н.Г. Сычкин) и одно ландшафтно-климатическим и геоморфологическим условиям галогенеза (Е.Ф. Станкевич).

Характеризуя геохимические типы современного гипергенеза Б.М. Михайлов указывает, что латериты возникают исключительно в жарких влажных областях, на высоких поверхностях – бовалях; сиаллитные коры – в гумидном климате; кремнистые коры – в жарких тропических пустынях; карбонатные – в жарких субаридных областях; гипсовые – в аридных и субаридных областях.

Континентальных осадочных формаций, функционально определяемых климатом, коснулись в своих статьях Б.М. Михайлов и О.А. Раковец. Последний констатирует изменение характера осадков во времени в связи с эволюцией климата в Алтае-Саянской области: пестроцветные осадки нижнего мела, кварцево-каолинитовые отложения верхнего мела – палеоцена, полимиктовые-олигоцена; в неогене произошло ослабление химической переработки пород в связи с сухостью и похолоданием климата. Изменение климатических условий обусловливало и смену комплексов полезных ископаемых.

Общие вопросы гипергенной металлогении затронуты Б.М. Михайловым, О.А. Раковец, Б.Ф. Горбачевым. Б.М. Михайлов отмечает, что

каждый геохимический тип гипергенеза характеризуется только ему присущей металлогенией, что дает соответствующее направление промышленному прогнозированию. О.А. Раковец указывает, что в Алтае-Саянской области максимально проработанные коры выветривания, наиболее продуктивные по полезным ископаемым, сформировались в предъюрское время. Мел-палеогеновая эпоха богата разнообразными полезными ископаемыми. В неогене, в результате перемещения золотоносных продуктов коры выветривания образовались россыпи. Б.Ф. Горбачев отмечает, что палеоклиматические и палеоландшафтные условия обусловили появление региональных комплексов месторождений полезных ископаемых, причем видовое их разнообразие вызвано преимущественно гетерогенностью выветривавшегося субстрата.

А.М. Малолетко выделяет для юга Западной Сибири три этапа гипергенного рудообразования в мезозое и кайнозое в зависимости от изменений климата и рельефа. В начальные фазы этапов (ранняя юра, олигоцен, четвертичный период) при расчлененном рельефе и умеренном достаточно влажном климате наблюдалось угле- и железонакопление. В завершающие фазы гипергенного рудообразования (поздний триас, поздняя юра - эоцен - неоген) при выровненном рельефе и субтропическом климате формировались залежи бокситов, огнеупорных и тугоплавких глин, минеральных пигментов, россыпей химически устойчивых элементов.

Металлоносному карсту посвящены два доклада. В.А. Гаряинов полагает, что в результате проявления галогенного, сульфатного, сульфидного и силикатного карста образуются остаточные месторождения калийных солей, боратов, лимонитов и богатые по содержанию цветных металлов зоны вторичного сульфидного обогащения и кварцбаритовые сыпучки, содержащие золото. Устанавливается синхронность сульфидного карста Урала с карстом иного литологического типа Предуралья и Прикаспия. Закрытый и глубинный карст играют важную роль в образовании бурых углей, торфа, каолинов, огнеупорных глин, россыпей и др. Геоморфологические следы карстования могут быть использованы в качестве поисковых признаков.

Как считают И.С. Степанов и Г.Н. Сычкин, в карстовых коллекторах происходит скопление устойчивых минералов. В дальнейшем они извлекаются из карстовых пустот и участвуют в формировании россыпей современной гидросети. Поэтому, как полагают эти авторы, все россыпи ценных минералов на западном склоне Урала приурочены к поверхностям карстового типа и утратили непосредственную связь с эндогенными источниками.

В ряде статей и тезисах докладов рассматривается генезис россыпных месторождений в связи с формированием рельефа в условиях разного климата. Н.Н. Арманд и Л.В. Спорыхина говорят, что с раннекайнозойским максимальным потеплением связаны россыпи остаточных кор выветривания, приуроченные к реликтам древнего выровненного рельефа, частью погребенного. Похолодание климата в плейстоцене вызвало усиление роли физического выветривания и

склоновой денудации с формированием своеобразных типов "падевых" россыпей. В межледниковые эпохи, в связи с усилением флювиальных процессов, образовалась основная масса долинных россыпей. Л.Н. Зведер полагает, что одним из промежуточных коллекторов алмазов на юге Сибирской платформы были юрские аллювиальные отложения, сформированные в условиях субтропического климата, с развитием гальки устойчивых пород и каолиновых глин. Кристаллы алмаза имеют сильнейший аллювиальный износ и, как полагает докладчик, удалены от материнских кимберлитов на сотню километров. Н.П. Григорьев с соавторами считает, что эволюция россыпеобразования на низменностях, примыкающих к арктическому бассейну Якутии, определялась колебаниями уровня океана, изменениями климата и геоморфологическими условиями. При трансгрессиях моря россыпеобразование в нижних частях речных долин прекращалось и ранее образованные россыпи "запечатывались" при аградации здесь рыхлого материала. Но на верхнем течении речных долин это не сказывалось и здесь образование россыпей продолжалось. В течение олигоцен-миоценового теплого гумидного этапа в долины рек поступала основная часть компонента из коренных источников. Второй плиоцен-эоплейстоценовый этап характеризовался интенсивным перемывом россыпесодержащих отложений и формированием за их счет новых, более обогащенных россыпей.

По данным Н.В. Хмелевой с соавторами, начало формирования россыпей в большинстве случаев приходится на палеоген-неогеновый отрезок времени, когда господствовал теплый влажный климат. При похолоданиях большую роль начинают играть солифлюкция и курумообразование, что ведет к укрупнению поступающих в поток наносов, и, таким образом, уменьшает длину пути частиц тяжелой фракции. При увлажнении и увеличении расхода водных потоков увеличивается длина россыпей. Н.С. Глазырина считает, что при поисках россыпных, а также и коренных месторождений полезных ископаемых необходимо выявлять следы воздействия на рельеф процессов, характерных для перигляциального климата. В.В. Красков и Ф.Ю. Абдуллазянов предлагают при поисках россыпей редких и благородных металлов на арктических низменностях северо-востока СССР по аномалиям высот и плотности гидролакколитов выявить древние погребенные речные долины, к которым приурочены россыпи. Формирование россыпных месторождений полезных ископаемых, по мнению С.С. Коноваленко, обусловлено интенсивностью экзогенных процессов и связано как с тектоническими движениями, так и особенностями климата.

В ряде статей изложены материалы по бокситам. Говоря о латеритных бокситах Ю.П. Селиверстов подразделяет их на чисто латеритные, чисто обломочные, образованные за счет разрушения первых с преобразованием материала и, наконец, - смешанные. В условиях альтерационно-денудационного рельефа с покровом коры выветривания образованы латериты и бовальные кирасы. Аггрдационно-денудационному рельефу (где продукты выветривания перемещены)

814

свойственны шлейфовые и равнинные кирасы, обломочные толщи. Залежи латеритных бокситов возникли только на междуречных пространствах, в условиях переменно влажных тропиков с годовой температурой свыше 20° и более чем 1500–2000 мм атмосферных осадков, выпадавших в дождливый сезон. Однако, только в условиях тектонической активизации и оживления геоморфологических процессов возможно было образование латеритных бокситов. Последний взгляд поддерживается и в докладе Н.И. Орловой с соавторами. Эти авторы указывают, что латеритные бокситы свойственны бовалям, делювиально-пролювиальные осадки образуют шлейфы на склонах древних возвышенностей, а ниже располагаются месторождения карстовых и других впадин. Проявление на Сибирской платформе в мел-палеогене бокситоносных кор выветривания связывается Р.С. Родиным и В.Ф. Филатовым с проникновением на платформу влажных палеоветров с окружавших ее морских акваторий.

Одна статья касается накопления минеральных солей. Рассматривая условия галогенеза, Е.Ф. Станкевич вносит существенную поправку в оценку времени образования так называемого "годичного" слоя, определяя это время примерно в 100 лет. Автор придает большое значение водам суши в солевом питании бассейнов. Подтверждая аридный климат галогенеза, автор считает, что сумма атмосферных осадков все же превышала 300 мм в год, что обеспечивало развитие сомкнутого растительного покрова, который уменьшал эрозионную деятельность водных потоков и привнос в солеродные бассейны взвешенного терригенного материала.

Подводя итоги высказанному в статьях и тезисах докладов, нужно отметить значительный прогресс в изучении климата, как мощного фактора гипергенеза и прогресс в установлении соответствующих коррелятивов. Однако, некоторые моменты еще далеки от полного разрешения и нуждаются в дальнейшем изучении.

Почти во всех работах шла речь о формировании месторождений полезных ископаемых при гумидном климате. Вопросы формирования месторождений полезных ископаемых в аридных условиях, в частности при галогенезе затронуты только в одном докладе.

Следует отметить, что синхронность климата на обширных территориях, по-видимому, не вызывает сомнения. Как и ныне, климатические зоны занимали большие ареалы, но их положение в прошлом было иным, значение отдельных зон то несоизмеримо возрастало, то, наоборот, снижалось вплоть до полного исчезновения.

Заслуживает рассмотрения механизм влияния климата на рельеф с оценкой количественных и качественных характеристик этого процесса.

Заслуживает обсуждения затронутый в статьях вопрос об обратном влиянии рельефа на климат, особенно при рассмотрении процессов бокситообразования.

Важной является задача исторической реставрации палеоклиматов и их влияния на развитие рельефа: увязка с палеоклиматами эпох пенепленизации, корообразования, карстования и т.д. Желатель-

но дальнейшее проведение и уточнение межрегиональной корреляции. Выделяя эпохи интенсивного химического выветривания в прошлом, следует обсудить были ли особые эпохи латеритного выветривания на территории СССР, как они коррелируются по разным регионам и могут ли иметь общее маркирующее значение.

Говоря о влиянии климата (температура и количество атмосферных осадков) на процессы рельефообразования, нельзя не упомянуть о влиянии на процессы гипергенеза других параметров, характеризующих состояние атмосферы и подвергшихся определенной эволюции в течение геологической истории (эволюция химического состава атмосферы и атмосферного давления).

Рассмотрение этих факторов несомненно является весьма актуальным и может дать пути новых подходов к проблемам особенностей гипергенеза, рельефообразования и гипергенной металлогении геологического прошлого.

В представленных статьях и тезисах докладов собственно геоморфологические индикаторы палеоклимата приведены главным образом для перигляциальной зоны. Сама же эта проблема заслуживает более широкого рассмотрения, особенно для гумидного и засушливого климата. В частности может быть поставлен вопрос – не могут ли рассматриваться пенеплены как прямые показатели теплого гумидного климата, (доклад А.М. Малолетко), не могут ли быть использованы в том же аспекте педиплены. О их связи с семиаридным климатом упоминают И.С. Степанов и Г.Н. Сычкин. Не показательны ли в этом же отношении и поверхности врезания? Могут быть подняты и другие вопросы, в частности об информативности в названном направлении отдельных форм рельефа, как, например, речных долин, о криопедиментации в гольцовой зоне и об особых условиях педипленизации при "геоморфологической сухости" (И.С.Степанов, Г.Н. Сычкин) и пр.

Благодарная область – изучение осадочных формаций, как индикаторов палеоклимата. Прямыми свидетелями палеоклиматов являются коры выветривания, почвы и осадки формации коры выветривания. Состав последних специфичен: в преобладающей своей части или целиком из них "выведены" неустойчивые к выветриванию минералы. Следует выделить типы континентальных осадков свойственные разным климатам.

Чувствительным показателем климата являются тяжелые акцессорные минералы. В частности, "зрелость" осадка указывается соотношением устойчивых и неустойчивых акцессоров. На характер климата может указывать появление той или иной разновидности каолинита, отношение форм железа, вероятно и некоторые другие параметры. Все это требует обсуждения.

В круг вопросов, затронутых в докладах, не попала проблема роли организмов и органического вещества в процессах гипергенеза и рельефообразования.

Говоря о влиянии климата и рельефа без учета деятельности живых организмов на формирование месторождений полезных ископае-

мых мы как бы невольно суживаем рассматриваемый вопрос. Вероятно, более правильно говорить о влиянии ландшафтно-климатических условий как на процессы гипергенеза, а таким образом и на формирование месторождений остаточных полезных ископаемых, так и на особенности литогенеза, на формирование осадочных полезных ископаемых, особенно биогенных и хемогенных.

Примером такого ландшафтно-климатического воздействия на гипергенные процессы является формирование латеритных бокситов на Либерийском щите Африканского континента, описанное в свое время Б.М.Михайловым. Другим примером может являться образование марганцевых озерных и аллювиальных руд в условиях влажного бореального климата (Финляндия, Карелия и др.). Усиленный вынос калия (особенно по сравнению с натрием) поверхностными водами за счет вымывания из листьев растений и опада характерен для областей с лиственными и вечнозелеными лесами (особенно хорошо этот процесс выражен в бассейне р. Амазонки). Распространение биогенных полезных ископаемых (торф, каменный уголь, янтарь) также подтверждает тезис о влиянии климата и рельефа на полезные ископаемые через биосферу, в особенности через растительность.

Осадочные полезные ископаемые – это частный случай в проявлении осадочных формаций. Отсюда те или иные комплексы полезных ископаемых и континентальные осадки могут рассматриваться как прямой продукт соответствующего климата, в особых благоприятных для металлогении местных условиях. Как правило, говорит Б.М. Михайлов, каждому геохимическому типу гипергенеза свойственна своя металлогения. Но климат отражается соответствующими корами выветривания, литологическими типами осадков и, как некоторые полагают, соответствующими типами рельефа. Поэтому, заслуживают обсуждения вопросы о связи месторождений полезных ископаемых с теми или иными корами выветривания, с литологическими типами осадков, с типами рельефа и, в конечном итоге, с климатом. Н.Н. Арманд и Л.В. Спорыхина упоминают о связи древних россыпей с элементами выровненного рельефа, а А.М. Малолетко – о приуроченности бокситов к пенепленам. Если бы соответствующие конструктивные корреляции подтвердились, то, возможно, удалось бы обогатить поисково-разведочное дело новыми поисковыми критериями.

В историческом аспекте, как это рассматривается в ряде статей, стоит интересная и важная задача о развитии металлогении в мезокайнозое в связи со сменами климата и этапов рельефообразования. Следует задаться вопросом о главных металлогенических эпохах, их специфике, особенностях климата и рельефообразования, об эпохах деструкции и трансформации месторождений и т.д.

Из частных вопросов металлогенического анализа в двух докладах правильно заострен вопрос о благоприятной роли карста: получены интересные результаты, например, о синхронности зон вторичного обогащения колчеданных месторождений эпохам кар-

стования. Представляется, что при многих исследованиях карсту уделяется незаслуженно мало внимания.

Требует внимания вопрос о металлогенической специализации кор выветривания и связанных с ними продуктов. Это отмечается в ряде тезисов докладов и статей. Так, выделяются особые эпохи латеритообразования и, наоборот, констатируется вторичное изменение бокситов при перемене климата. Правомерен вопрос: не следует ли связывать бокситы только с эпохами латеритного выветривания? Решение этого вопроса должно ,'транить разночтение при определении геологических эпох бокситообразования. Сформулирован тезис о тектонической активизации регионов, предшествовавшей или синхронной бокситообразованию, что заслуживает обсуждения.

В статьях о россыпных месторождениях говорится о теплом гумидном климате и соответствующих эпохах, оптимальных для образования россыпей, о последующих переотложениях ценных компонентов и т.д., что правильно оттеняет геологическую преемственность россыпей. Некоторые нюансы показаны для плейстоцена как, например, оживление россыпеобразования в межледниковые зоны.

При рассмотрении галогенов решается вопрос о возрасте так называемого "годичного" слоя, что меняет представления о длительности процессов солеобразования. По новому ставится вопрос об источниках солей, с акцентом в пользу их привноса с суши.

Следует в заключение выразить надежду, что конструктивное обсуждение поставленных вопросов будет способствовать уточнению рассматриваемых концепций, а правильная геологическая трактовка в свою очередь поможет правильному прогнозированию и направлению поисковых и разведочных работ на гипергенные полезные ископаемые.

А.П.СИГОВ, В.С.ШУБ

РЕЛЬЕФ, КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ГОРНЫХ СТРАН КАК ОТРАЖЕНИЕ СМЕН КЛИМАТОВ[1]

Почему столь существенны различия рельефа, образованного в разных климатических зонах? Прежде всего в силу различного эффекта водного размыва в разных климатах. Это с одной стороны прямо влияет на крутизну профиля равновесия самих рек и их склонов, с другой – на скорость регрессивной эрозии и денудации. До сих пор было недостаточно усвоено, что эффект водного размыва зависит от сопротивляемости горных пород размыву. Совершенно

[1] Первая часть статьи написана А.П.Сиговым, вторая по домезозою – В.С.Шубом. У авторов существуют разногласия по вопросу генезиса девонских бокситов Урала. *Прим. ред.*

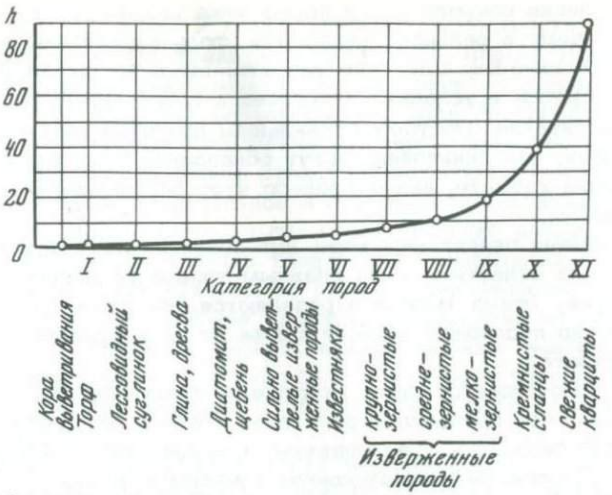


Рис. 1. Сопротивляемость горных пород размыву в зависимости от категорий горнопроходческой шкалы

прав Л. Кинг, когда он говорит о важном значении физических свойств горных пород при рельефообразовании. Однако он не учел того, что именно соответствующий климат, при воздействии на горные породы, в корне меняет их податливость размыву, превращая их в кору выветривания.

Значение климата при рельефообразовании лучше всего пояснить на математической модели. Хотя расчетные величины весьма приближенны, но принципиальные закономерности, отражаемые моделью, вряд ли можно оспорить. Одна формула предложена для равновесного уклона рек:

$$i = 0{,}35 \frac{h^{1/2}}{m^{1/5} \cdot R^{2/3}} \text{ м/км},$$

другая для скорости регрессивной эрозии:

$$S = 4{,}5 \frac{m^{1/5} \cdot R^{2/3}}{h^{1/2}} \text{ м в год.}$$

В формулах: h – сопротивляемость горных пород размыву, ориентировочно определяемая согласно графика (рис. 1); m – расход реки мт/сек; R – гидравлический радиус, приближенно равный средней глубине реки в м.

Не останавливаясь на выводе формул, следует заметить, что для р. Исеть, на которой расположен г. Свердловск, расчетная кривая близко совпала с фактической кривой. Если обратиться к прошлым эпохам теплого гумидного климата, когда образовалась рыхлая кора выветривания, например, олигоцену, то расчет показывает резкое выполаживание кривой равновесия гипотетической Палеоисети, вслед-

ствие ослабления сопротивления пород ложа размыву. Это может пояснить, почему в рельефе пенепленов столь характерны пологие уклоны рек и склонов. Согласно расчета, столь же резко должна возрасти скорость в условиях пенеплена с повсеместно развитой корой выветривания. Поэтому правильным представляется утверждение А. Шоллея, что пенеплены могут образовываться только в теплом гумидном климате, иначе процесс этот растянулся бы на бесконечное время.

Свойственные пенепленам коры интенсивного химического выветривания можно отнести к двум главным типам: а) латеритная кора, б) каолиновая. Этими типами определяются конечные продукты выветривания, но последние зависят также от петрографического состава субстрата.

Прекрасно ощущается связь континентальных осадков с корами выветривания, что позволило среди этих осадков на Урале выделить четыре типа: белоцветы, пестроцветы, красноцветы и полимиктовые отложения. Белоцветы и пестроцветы связаны с теплым гумидным климатом и принадлежат только пенепленам. Белоцветы образовались за счет размыва каолиновой, пестроцветы – за счет латеритной коры выветривания.

Другой ведущий тип рельефа – педиплен. Трактовка его образования вследствие нестабильности земной коры встречает возражения, так как нестабильность вызывает к жизни иной тип рельефа – поверхность врезания. Это можно пояснить на примере Урала. В этом регионе миоценовая эпоха педипленизации на большей части территории характеризовалась относительным тектоническим покоем. Широкое развитие получили красноцветные загипсованные и засоленые отложения пролювиального и озерного типов. Более или менее полноводные реки отсутствовали. Существовала система местных базисов эрозии. Все это указывает на засушливость климата, но с проявлением ливневых сезонов. Правильную трактовку рельефа, свойственного педипленам, дали Рихтгофен и Пассарге: при образовании каменистых поверхностей, увенчанных останцевыми горами, глубоко выветрелые образования гумидных эпох сносились в течение следующих за ними аридных эпох. Достаточную энергию эрозии могла вполне обеспечить сконцентрированность атмосферных осадков на относительно короткое время ливневого сезона, а слабая сопротивляемость смыву коры выветривания объясняет почти полное ее удаление.

Можно сказать, что педипленизация вскрывает подземный рельеф коренных пород, до этого перекрытых рыхлыми продуктами выветривания. Появившаяся при этом "неравновесность" рельефа "залечивалась" на твердых породах очень медленно. Поэтому, даже в настоящее время, по прошествии почти 10 млн. лет, на уральском миоценовом педиплене сохранились скальные обнажения, мелкосопочный рельеф и т.п. С поверхностью педиплена коррелируются красноцветные отложения аридного типа.

Для относительно холодного климата и тектонического оживления новейшего этапа характерна иная поверхность, названная нами

поверхностью врезания. У многих авторов, в частности у исследователей Центрального французского массива, она фигурирует под названием "склоны современных речных долин". Базисом денудации ее является современная речная сеть. С этой поверхностью связан последний – четвертый литологический тип – полимиктовые отложения.

Если современный рельеф представляет собой сочетание разновозрастных пенепленов, педипленов и поверхности врезания, то где же в этой схеме найти место самим горам, нередко весьма значительным по размерам? С позиции теории смен эрозионных циклов горы рассматриваются как останцы от прежних поверхностей выравнивания. Реликты от таких более древних поверхностей иногда сохраняются в виде уплощенных горных вершин, но чаще бывают уничтожены. Склоны же гор – это "рабочие" поверхности пенепленов (незавершенных в своем развитии), педипленов, а также рабочие поверхности криопланации.

Выделение разных поверхностей денудации среди сложной мозаики горного рельефа схематизированно сводится к следующему. Прежде всего выделяются реликты древних пенепленов по основному принципу: если сохранилась древняя кора выветривания, то сохранилась и синхронная ей поверхность пенеплена. Таким образом на Урале выделены мезозойские и позднепалеогеновый пенеплены. После этого, по характерному рельефу и развитию только плиоцен-четвертичных осадков выделяется наиболее молодая плиоцен-четвертичная поверхность врезания, а также криопланационная поверхность, если она имеется. Очевидно, что оставшаяся после такого выделения поверхность образовалась после палеогена и до плиоцена – это поверхность миоценового педиплена. Контроль – характерный рельеф педиплена и присутствие красноцветных миоценовых отложений.

В общую историю развития рельефа вписываются этапы образования гидросети и карста. Ранние элементы гидросети Урала прекрасно запечатлены мезозойскими эрозионно-структурными депрессиями, образовавшимися в условиях пенеплена. Последующей перестройке благоприятствовал покров коры выветривания, завуалировавший гетерогенность субстрата. Уже в палеогене изменились очертания рек на западном склоне Урала. Полное перераспределение гидросети произошло в плиоцене, оно и определило развитие плиоцен-четвертичной поверхности врезания. В соответствии с изменениями гидросети изменяли свое положение и зоны карстования.

В полном соответствии с генетической сущностью выделенных литологических типов они обладают характерными комплексами тяжелых минералов, что имеет диагностическое значение.

Условия концентрации полезных ископаемых, исключая некоторые второстепенные их виды, требовали теплого гумидного климата и хорошо проработанных кор выветривания. Только в таких условиях гипергенная дифференциация была достаточно совершенной. Так, например, при каолиновом выветривании и образовании белоцветов за счет удаления неустойчивых минералов резко сокращалась масса осадка и устойчивые акцессоры: титановые

минералы и др. сосредоточивались и относительно небольшом объеме кварцевых галечников и песков, образуя высокие концентрации. Каолиновая кора выветривания на благоприятном субстрате дала начало элювиальным каолиновым глинам, а при перемыве послужила материалом для образования месторождений огнеупорных глин. Железо или накапливалось в коре выветривания, или мигрировало и образовывало в благоприятной обстановке руды оолитового и алапаевского типа.

В условиях другого – селективно-латеритного – выветривания также возникали огнеупорные глины, но в остальном металлогения протекала иначе. В связи с разложением пород до составляющих окислов происходила концентрация железа, алюминия, никеля в коре выветривания и в пестроцветных осадках (бокситы, бобово-конгломератовые железные руды).

Наоборот, засушливый климат препятствовал рождению полезных ископаемых. Однако, перемыв ранее созданных концентраций приводил к переотложению некоторых из них. Таковы многочисленные россыпи, связанные с красноцветами миоценового педиплена. В условиях холодного климата отсутствие коры выветривания, обилие невыветрелых обломков горных пород сильно ограничили металлогению плиоцен-четвертичного этапа; однако, россыпи образовывались достаточно широко, за счет перемыва мезозойских, палеогеновых, миоценовых россыпей.

Таким образом, можно говорить о металлогенических эпохах – эпохах теплого гумидного климата, пенепленизации и развития кор выветривания. Можно говорить о родоначальных металлоносных пенепленах. Наоборот, педиплены и поверхности врезания в металлогении, образно говоря, иждивенцы, хотя и достаточно полнокровные.

В результате предлагается корреляция, показанная в таблице.

Из сказанного следуют основные критерии реставрации палеоклиматов: 1) тип рельефа, 2) характер коры выветривания (латеритная, каолиновая и др.), 3) литологический тип осадка, 4) комплекс тяжелых минералов, 5) этап развития речной сети и карста, 6) комплекс полезных ископаемых. По этим признакам может быть прослежена история смен климатов на Урале. Близкая аналогия наблюдается в смежных, а иногда и в отдаленных районах СССР.

Так, засушливый климат раннего триаса вызвал широкое образование красноцветов во многих местах территории СССР. К позднему триасу климат становится гумидным, отмечаются латеритные коры выветривания и бокситы. К юре климат ухудшается, господствуют коры каолинового выветривания. В середине мела местами появляются красноцветы засушливого типа, а позднее – латеритные коры и бокситы, связанные с гумидизацией. С начала верхнего мела устанавливается каолиновое выветривание, прекращающееся к неогену с его засушливым климатом и красноцветами. Затем происходит быстрое похолодание климата.

Модель влияния климатического фактора на развитие рельефа, отработанная на примере развития рельефа Урала в мезозое и кай-

814

Таблица

Сопоставление с климатом типов рельефа, кор выветривания, литологических типов осадков и полезных ископаемых (на примере Урала)

Климат	Тип рельефа	Кора выветривания	Литологический тип континентальных осадков	Полезные ископаемые
Теплый гумидный	Пенеплен	Каолиновая	Белоцветы	Россыпи Au, Pt, Ti, C; Месторождения Fe, Ni; огнеупорных глин и др.
		Латеритная (селективно)	Пестроцветы	Месторождения Al, Fe; огнеупорных глин и др.
Засушливый	Педиплен	Красноземная	Красноцветы	Преимущественно кластогены
Холодный	Поверхность врезания	Кора физического выветривания	Полимиктовые	То же

нозое, с теми или иными поправками может быть использована при выяснении закономерностей рельефообразования в прошлые геологические эпохи. В первую очередь это касается эпох региональных континентальных перерывов в домезозойской геологической истории Урала. Такие крупные континентальные перерывы, продолжительные по времени и захватывающие достаточно обширные площади, имели место на Урале на протяжении рифея и палеозоя (рис. 2).

Важным индикатором климатических условий в эпохи перерывов является состав и характер синхронных кор выветривания. Разные по составу коры выветривания встречены и изучены на уровне ряда перерывов.

Данные по составу кор выветривания и продуктов их переотложения хорошо увязываются с данными палеомагнитных наблюдений. Как видно из прилагаемой таблицы (см. рис. 2), во время среднедевонских, предвенлокского, предзигальгинского и предайского перерывов территория Урала располагалась в приэкваториальной зоне (0–10° широты), в предвенлокский перерыв палеоширота Урала бы-

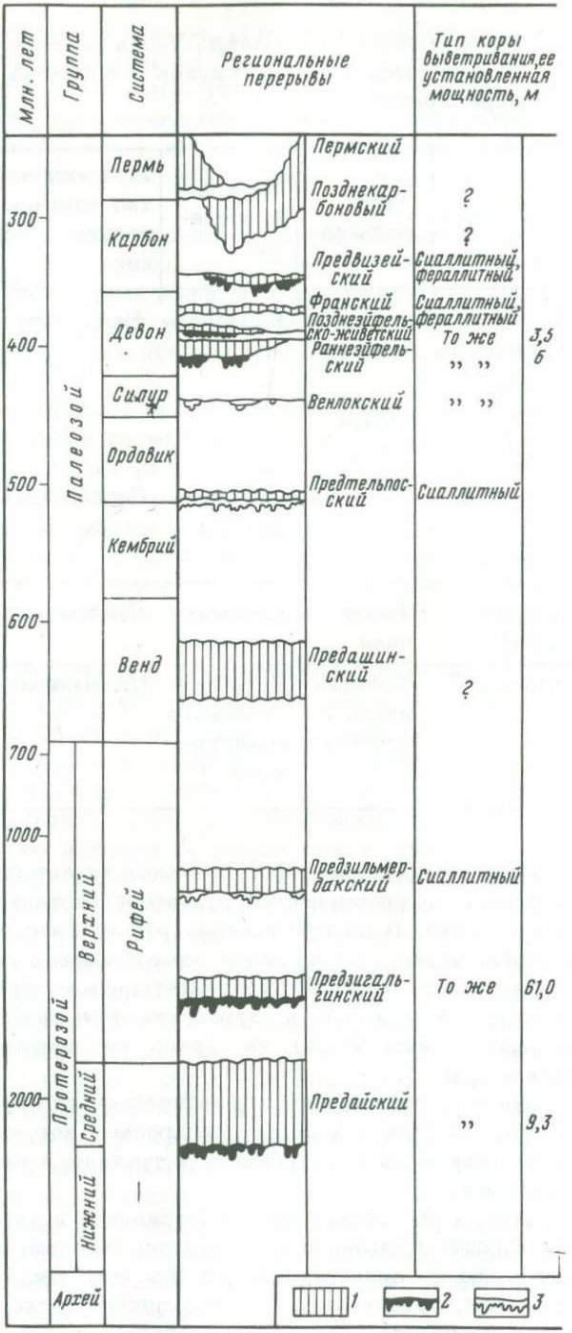
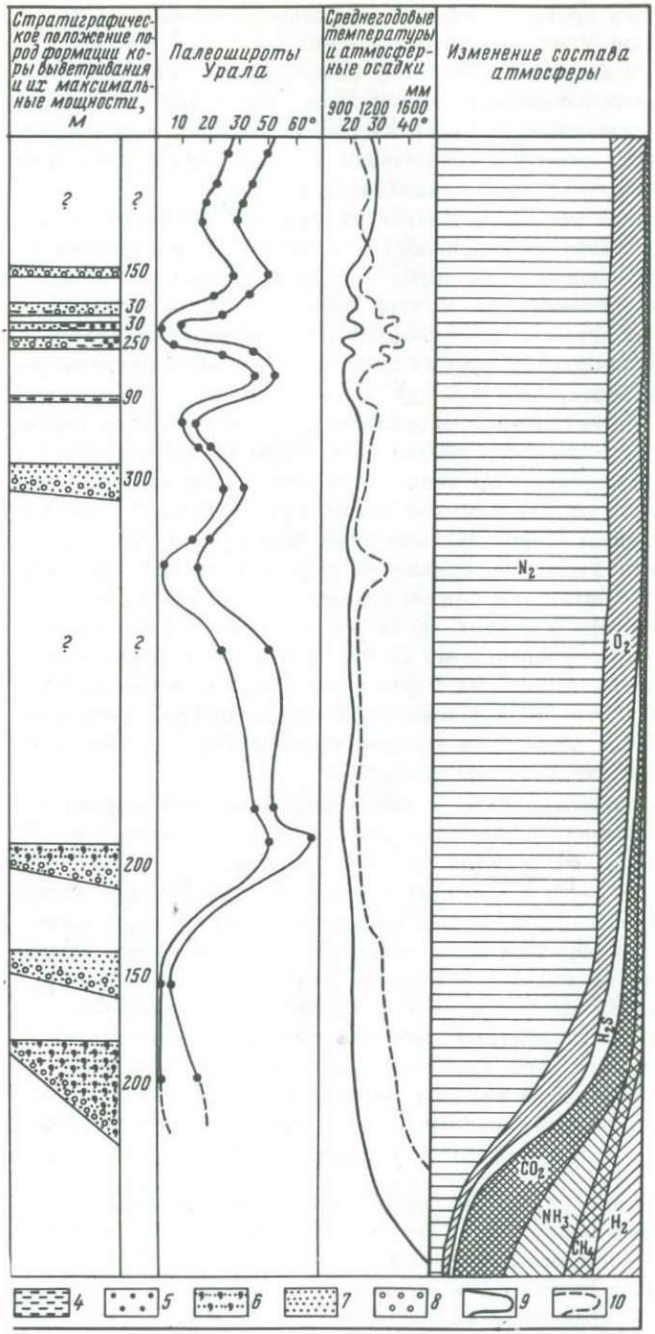

Млн. лет
Группа
Система
Региональные перерывы
Тип коры выветривания, ее установленная мощность, м
Пермь
Карбон
Девон
Силур
Ордовик
Кембрий
Венд
Рифей
Палеозой
Протерозой
Верхний
Средний
Нижний
Архей
300
400
500
600
700
1000
2000
Пермский
Позднекарбоновый
Предвизейский
Франский
Позднеэйфельско-живетский
Раннеэйфельский
Венлокский
Предтельпосский
Предашинский
Предзильмердакский
Предзигальгинский
Предайский
Сиаллитный, феррасиаллитный
Сиаллитный, феррасиаллитный
То же
Сиаллитный
?
61,0
9,3
3,5 б
1
2
3

Рис. 2


Стратиграфическое положение пород формации коры выветривания и их максимальные мощности, м
Палеошироты Урала
10 20 30 50 60°
Среднегодовые температуры и атмосферные осадки
мм
900 1200 1600
20 30 40°
Изменение состава атмосферы
?
?
150
30
30
250
90
300
?
?
200
150
200
N_2
O_2
H_2S
CO_2
NH_3
CH_4
H_2
4
5
6
7
8
9
10

ли 10–18°. В то же время в период позднекаменноугольного и пермского перерывов Урал располагался между 20–40° широты.

Анализ литологического состава кор выветривания, коррелятных им отложений и палеомагнитных данных позволяет говорить о влажном жарком субтропическом климате на Урале, определяющем интенсивное развитие процессов пенепленизации в эпохи эйфельских, венлокского, предзигальгинского и предайского перерывов.

При климатических условиях, благоприятных для развития химических кор выветривания, интенсивность процессов пенепленизации зависит от предрасположенности пород субстрата к процессам выветривания, от их устойчивости. С этой точки зрения весьма важное значение при выяснении особенностей морфологии реставрируемого рельефа эпох континентальных перерывов имеет восстановление геологической обстановки в эпохи этих перерывов.

Изучение палеогеологической обстановки раннеэйфельского перерыва показывает закономерное омоложение возраста выведенных на уровень раннеэйфельского эрозионно-денудационного среза пород на запад и на восток от зоны осевой части Урала (зона Центрально-Уральского поднятия). Это указывает на бóльшую глубину среза в центральной части Урала, по сравнению с периферийными зонами, т.е. на наличие положительной морфологически четко выраженной структуры палеорельефа в осевой части Урала. Если судить по отсутствию или крайне ограниченному распространению в базальных слоях раннеэйфельских отложений грубообломочного материала, то можно предполагать, что возвышенность Центрально-Уральской зоны была относительно невысокой и характеризовалась сравнительно слабо расчлененным низкогорным рельефом.

Благоприятные климатические условия способствовали формированию коры выветривания и развитию процессов пенепленизации, темп которых зависел от состава пород субстрата. На западе, благодаря существенной роли в строении субстрата относительно устойчивых к выветриванию пород, в т.ч. кварцевого и кремнистого состава, процессы корообразования и пенепленизации протекали сравнительно медленно, на востоке – широкое развитие вулканогенно-осадочных комплексов преимущественно основного и среднего состава создавало благоприятный субстрат для интенсивного протекания этих процессов. Это позволяет предполагать более высокую степень расчлененности рельефа на западе по сравнению с востоком. Подтверждение этого наблюдается в более широком распро-

---

Рис. 2. Региональные перерывы домезозойской истории Урала

1 – региональные перерывы; *2–3* – коры выветривания: *2* – установленные, *3* – предполагаемые; *4* – глинистые сланцы и аргиллиты; *5* – бокситы и аллиты; *6* – аркозовые песчаники; *7* – кварцевые песчаники; *8* – кварцевые конгломераты; *9* – кривая изменения среднегодовых температур; *10* – кривая изменения среднегодового количества атмосферных осадков

странении грубообломочных (гравийно-галечных) образований в основании разреза нижнего эйфеля (такатинская свита) западного склона по сравнению с базальными слоями основания среднедевонских отложений восточного склона. К западу от Центрально-Уральской зоны рельеф в целом снижался. Лишь в пределах современного западного склона Среднего Урала, к югу от Полюдова Кряжа наблюдалось широтно ориентированное поднятие, в пределах которого были широко распространены денудационные поверхности, сложенные преимущественно кварцевыми породами нижнего протерозоя и докембрия.

К северу и к югу от этого поднятия на полях развития карбонатных и карбонатно-сланцевых толщ верхнего силура и нижнего карбона шло формирование озерно-аллювиальных аккумулятивных поверхностей, материал для которых поступал с прилегающих поднятий, сложенных преимущественно кварцево-кварцитовыми породами.

Более сложный характер рельефа был на территории современного восточного склона Урала, в пределах эвгеосинклинальной зоны. Частая перемежаемость в строении субстрата пород с резкой степенью устойчивости к процессам выветривания (известняки, кремнистые сланцы, песчаники и конгломераты разного состава, вулканиты широкой гаммы и т.д.) обусловила здесь крайне неоднородный характер рельефа. Площади развития карбонатных пород представляли собой пониженные участки рельефа, в пределах которых формировались аккумулятивные поверхности, сложенные продуктами переотложения ферриаллитной коры выветривания. Участки распространения алюмосиликатных пород слагали денудационные поверхности, в пределах которых шло формирование кор выветривания.

Проведенные палеогеологический и палеогеоморфологический анализ эпохи раннеэйфельского континентального перерыва демонстрируют зависимость строения рельефа от особенностей палеоклимата и литолого-петрографического состава субстрата. Он указывает на возможность использования палеогеологических реконструкций для оценки морфологии палеорельефа и величины эрозионного среза в эпохи древних континентальных перерывов. С другой стороны, такой анализ служит основой для прогнозирования экзогенных полезных ископаемых.

Б. Ф. ГОРБАЧЕВ

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ КАК ИНДИКАТОРЫ ВОЗДЕЙСТВИЯ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ГЕТЕРОГЕННЫЙ СУБСТРАТ

Земля как и любое другое материальное тело в космосе может рассматриваться как открытая или, точнее, частично открытая физико-химическая система, для которой характерны непрерывно протекающие взаимодействия как между отдельными оболочками, так и между всей планетой в целом и окружающей ее космической сре-

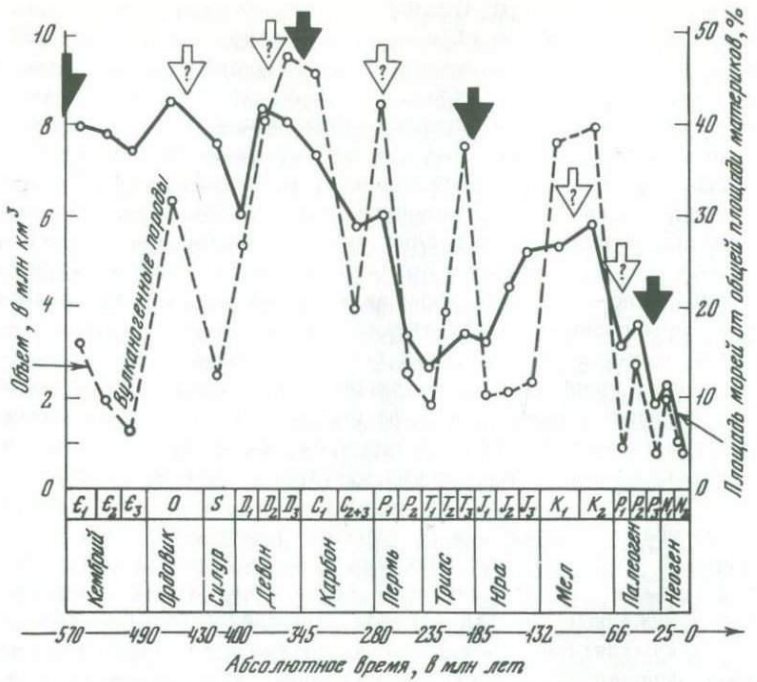


Рис. 1. Изменение во времени площади морей, покрывавших континенты, и объемов вулканогенных пород (по А.Б. Ронову, 1976)

Стрелками отмечены эпохи формирования доказанных или предполагаемых мощных кор выветривания

дой. В виду этого важнейшие процессы, происходящие на Земле, следует рассматривать не только с точки зрения участия в них исключительно планетарных сил, но и с учетом воздействия космогенных факторов. По справедливому замечанию Д.В.Наливкина "вопросы влияния внешних космических сил и мировых закономерностей на планетарное развитие Земли стали весьма актуальными" [1963, стр.6].

Характерная особенность геологического развития – цикличность, причем выделяется целая иерархия циклов самой различной продолжительности – от десятков лет до сотен миллионов лет. Одним из характерных геологических процессов, подчиняющихся определенной цикличности является выветривание. По существу, субаэральные коры выветривания, достигающие в отдельные эпохи регионального или близкого к глобальному распространения [Петров, 1967; Герасимов, 1970], являются разновозрастными реакционными зонами в литосфере на контакте ее с атмосферой. Средняя мощность коры выветривания зависит от конкретно-исторических соотношений между скоростью ее формирования и интенсивностью эрозионных процессов. Наиболее благоприятные условия для формирования мощных кор

выветривания создаются на завершающих стадиях выравнивания рельефа (пенепленизация) [Горелов, 1974; Дедков, 1977]. Ныне наблюдаемые мощности разрезов кор выветривания во многих случаях являются в значительной степени сокращенными в связи с проявлениями более поздних эрозионных процессов.

Для формирования мощных кор древнего выветривания на пенепленах основными контролирующими факторами являлись: продолжительная стабильность тектонического режима на больших территориях и одновременное существование благоприятных климато-ландшафтных условий [Петров, 1967; Синицын, 1967; Сапожников, 1968]. Автор ранее высказал мнение о том, что периодичность (цикличность) формирования мощных кор выветривания может, в крупном плане, иметь единую причину – резонанс космических и планетарных событий [Горбачев, 1978].

А.Б.Роновым [1976] составлен график, на котором для фанерозоя отражено изменение во времени площадей, занятых материковыми морями. На графике отчетливо прослеживаются максимумы трансгрессий и регрессий моря в пределах современных континентов. Одновременно график отражает общую тенденцию к сокращению площади, занятой континентальными морями. Если отметить на графике (рис. 1) положение доказанных и предполагаемых эпох формирования мощных кор выветривания, то можно заметить, что в палеозое они почти совмещены во времени с максимумами трансгрессий и вспышками вулканизма; в мезозое и кайнозое подобные эпохи синхронны регрессивным максимумам и ослаблению вулканизма.

На графике видно, что промежутки времени, разделяющие все более поздние трансгрессивные и регрессивные максимумы, постепенно сокращаются. Это сокращение вызвано в первую очередь тем, что тектонические движения земной коры учащаются и убыстряются от древних времен к современному периоду. Так, в фанерозое выделено пять тектонических циклов, причем по продолжительности каждый последующий составляет 2/3 предыдущего [Бубнов, 1960]. Одновременно обращается внимание на сокращение продолжительности циклов и этапов осадконакопления в ходе геологической истории развития Земли [Борисенко, Гроздилов, 1968; Логвиненко, 1976]. Подобное же сокращение продолжительности отмечается даже для долгопериодических (десятки и сотни млн. лет) изменений палеоклимата, которые считают возможным [Синицын, 1967] связывать с представлениями о фазах оборота Солнечной системы по галактической орбите (галактический год и его "сезоны"). По последним данным продолжительность галактического года закономерно сокращается [Steiner, Grillmair, 1973].

Вероятно геологические процессы не следует рассматривать как строгопериодические, их можно скорее отнести к квазипериодическим (сложнопериодическим по Логвиненко, 1976). В первом приближении основное содержание эволюции геологических процессов, включая выветривание, во времени может быть сформулировано следующим об-

разом: от цикла к циклу продолжительность и масштабы процессов имеют тенденцию к сокращению при одновременном возрастании их интенсивности и скорости, что приводит к формированию все более разнообразных, сложных и дифференцированных объектов [Булкин, 1968].

С учетом приведенных выше воззрений на направленно-цикличес-кое развитие Земли можно сделать вывод, что для нижнего палеозоя должны быть характерны относительно более продолжительные эпохи выветривания, однако формировавшиеся при этом коры выветривания имеют в современном плане ограниченное распространение, поскольку прямые и косвенные признаки их существования приурочены, главным образом, к островной суше геосинклинальных областей. Огромные территории щитов и платформенных антеклиз являлись устойчивыми областями сноса и могли сохранить реликты кор выветривания лишь на погребенных в нижнем палеозое склонах. В мезозое и кайнозое коры выветривания, благодаря естественному сокращению площади морей на континентах, получают региональное и даже глобальное распространение, присутствуя и на платформах и в геосинклинальных областях. В кайнозое, в связи с резким сокращением геосинклиналей (20% территории материков), коры выветривания в преобладающей своей массе формируются на платформах. Средняя продолжительность мезозойских и, особенно, кайнозойских эпох выветривания сократилась, однако можно полагать, что выветривание благодаря развитию наземной растительности протекало более интенсивно, чем в палеозое. По мнению Б.М.Михайлова [1977] в истории Земли наблюдается закономерная смена гипергенных рудоносных формаций, причем возникают новые типы таких формаций, и прогрессивно растут объемы накопления продуктов выветривания.

Существенно отметить, что видимо каждая эпоха выветривания может быть подразделена на ряд частных этапов (ритмов) выветривания, среди которых можно выделить основные, характеризующиеся максимальным охватом поверхности континентов, наибольшей продолжительностью воздействия агентов выветривания на исходный субстрат и, кроме того, наиболее четко выраженной минерагенической специализацией. Однако, если для сравнительно поздних эпох выветривания (мезозой-кайнозой) основной и второстепенный этапы хотя бы в общих чертах могут быть выделены, то для палеозойских эпох выветривания, а тем более протерозойских, эта задача является более трудной в силу как скромных возможностей, представляемых природой для наблюдения таких объектов, так и по причине их меньшей сохранности. Косвенно судить о ритмах выветривания в течение одной эпохи можно путем изучения коррелятных осадочных образований. Так, в пределах Североуральского бокситоносного бассейна в разрезе среднего девона присутствуют семь разновозрастных бокситовых горизонтов [Богоявленская, Янет, 1976], причем максимум бокситонакопления приходится только на два из них. Аналогичные явления можно наблюдать и в других бокситоносных провинциях нашей страны и зарубежных стран.

814

Особого внимания заслуживает изучение продуктивных кор выветривания, которые отличаются широким пространственным развитием, достаточной мощностью (более 10 м) и обогащенностью ценными элементами и минералами. В продуктивных древних корах выветривания сосредоточена основная часть запасов бокситов, значительные скопления руд железа, марганца, никеля, циркона, олова, ряда редких и рассеянных элементов [Петров, 1971]. В существенных масштабах из кор выветривания извлекаются также и неметаллические ископаемые. Из 52-х видов неметаллического минерального сырья, исключая строительные материалы и минеральные воды, не менее 20 образуют месторождения. Достаточно назвать такие столь разнообразно и широко используемые как каолин, вермикулит, бентонит, фосфатные, борные руды и др. Кроме того, многие неметаллические полезные ископаемые представлены осадками или россыпями ценных минералов, накопления которых является результатом размыва близлежащих кор выветривания. В корах выветривания основное значение имеют остаточные месторождения трансформации и концентрации, меньшим развитием пользуются инфильтрационные месторождения [Горбачев и др., 1975].

Месторождения трансформации – это представляющие практический интерес скопления разнообразных продуктов химического разложения или глубокого преобразования породообразующих минералов исходных пород.

Месторождения концентрации – промышленные скопления отдельных более устойчивых к выветриванию или менее растворимых компонентов исходных горных пород. Палеоклиматические и палеоландшафтные условия древнего выветривания обусловили появление региональных комплексов месторождений полезных ископаемых, причем видовое разнообразие последних вызвано преимущественно гетерогенностью выветренного субстрата, состоящего из пород весьма отличных по составу и строению. В одних и тех же условиях выветривания по породам субстрата, имеющим различный состав, образуются разные полезные ископаемые одного вида, но обладающие существенными различиями в составе или свойствах.

На рис. 2 в графической форме показана общая зависимость между составом исходных пород и генетическими особенностями формирующихся при их выветривании месторождений некоторых полезных ископаемых. В корах выветривания кислых, средних и основных магматических пород, а также приближающихся к ним по химическому составу метаморфических и осадочных пород, наиболее развиты месторождения трансформации и концентрации, тогда как при выветривании карбонатных и сульфатногалоидных осадочных отложений главенствующее значение приобретают месторождения концентрации и инфильтрации. Следует отметить, что ультрабазиты, включая их щелочные разности, занимают переходное положение. Контролирующее влияние состава исходных пород может быть проиллюстрировано рядом примеров.

Вид нерудного ископаемого	Изверженные и метаморфические породы			Осадочные и метаморфизованные осадочные породы		
	Кислые	Средние и основные (включая щелочные)	Ультраосновные (включая щелочные)	Галоидно-сульфатно-карбонатные	Карбонатные и глинисто-карбонатные	Песчаные и песчано-глинистые
Каолин	●	●			●	●
Полевой шпат (щелочной каолин)	◉					◉
Бентонит	●	●	●		◉	
Вермикулит		●	●			
Маршаллит					◉	◉
Фосфаты	○	○○	○○		○○	
Тальк			◉		◉	
Гипс				◉	○	
Бораты			○	○○		
Магнезит			◎			

1 2 3 4 5 6

Рис. 2. Генетические особенности и промышленная значимость месторождений выветривания некоторых видов неметаллических полезных ископаемых

Месторождения: *1* – остаточные, трансформации; *2* – остаточные, концентрации; *3* – инфильтрационные; *4* – промышленный тип; *5* – второстепенный промышленный тип или промышленный в перспективе; *6* – непромышленный или малоизученный тип

В районе КМА при выветривании почти вертикально залегающих пластов железистых кварцитов сформированы залежи богатых железных руд, в то время как в аналогичной ситуации по сланцам развит латеритный профиль выветривания, верхняя часть которого сложена бокситами [Сиротин, 1976]. На Урале распределение мезозойских и кайнозойских бокситов также определяется составом пород фундамента.

Все известные месторождения и рудопроявления приурочены к полям развития вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород основного состава [Грузовский, Савельева, 1976]. Подобная зависимость прослежена на Украинском щите, где при выветривании основных пород формировался латеритный профиль, а на расположенных по соседству гранитоидах синхронно развивалась каолиновая кора выветривания [Басс и др., 1971].

Как видно, избирательное формирование латеритов (элювиальных бокситов) на материнских породах благоприятного состава носит универсальный характер; отступления от этой зависимости наблюда-

ются довольно редко и обусловлены, видимо, специфическими условиями выветривания. Столь же четко проявляется способность кор выветривания наследовать и усиливать минерагеническую специализированность исходных горных пород. Например, выветривание карбонатных и силикатных пород, содержащих рассеянное фосфатное вещество, формирует остаточно- инфильтрационные залежи фосфатов и алюмофосфатов.

Даже каолины, наиболее типичные конечные продукты выветривания алюмосиликатных пород кислого состава (граниты, гнейсы, аркозы и т.п.) обнаруживают (при одних и тех же климато-ландшафтных условиях) различия, вызванные особенностями состава и строения конкретных исходных пород [Сивоконь, 1969]. Так, профиль выветривания существенно плагиоклазовых пород (плагиограниты, кварцевые диориты, гнейсы) по сравнению с существенно калишпатовыми (нормальные и щелочные граниты, гранодиориты, мигматиты, аркозы) характеризуются большей мощностью каолиновой зоны, отсутствием реликтового калишпата (щелочных каолинов) и наличием в переходном интервале до 30% монтмориллонита в качестве продукта стадийного выветривания темноцветных компонентов (биотита, роговой обманки) и плагиоклазов. Каолины по плагио- и калишпатовым породам имеют различия в физико-механических свойствах (дисперсность, пластичность, прочность в сухом состоянии и пр.), что во многом определяет пути их использования.

Приведенные выше примеры характеризуют лишь гумидное выветривание, однако не вызывает сомнения, что и в иных климатических условиях (семиаридных и аридных) состав исходных пород также оказывает существенное влияние на видоизменение продуктов выветривания. Необходимо отметить и обратное влияние, которое развитые коры выветривания оказывают на отдельные черты рельефа (открытый карст, провалы, останцы и пр.) и даже, может быть, на микроклимат.

Итак, морфология древнего рельефа и характер продуктов выветривания служат индикаторами палеоклиматов. Поскольку полезные ископаемые кор выветривания являются порождением определенных фаций выветривания, они также должны рассматриваться в качестве специфических индикаторов воздействия палеоклиматических факторов на гетерогенный субстрат, состоящий из горных пород различного состава и генезиса.

Современные теоретические представления о закономерностях формирования полезных ископаемых в корах выветривания, положенные в основу практически реализуемых методик прогнозирования и поисков, позволяют начинать региональное комплексное исследование минерагении кор выветривания, базирующееся на выявлении парагенетических связей различных полезных ископаемых, рудных и нерудных, с учетом влияния палеоклиматических факторов и контролирующей роли состава материнских пород.

ЛИТЕРАТУРА

Басс Ю.Б., Рябчун В.К., Славутский Н.В., Шалып Е.С. Бокситы платформенной части Украинской ССР. – В кн.: Платформенные бокситы СССР. М.: Наука, 1971.

Богоявленская О.В., Янет Ф.Е. Значение строматопороидей и табулят для стратиграфии девонских бокситоносных отложений восточного склона Урала. – В кн.: Геология и геохимия бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород. Свердловск: Средне-Урал. кн. изд-во, 1976.

Борисенко Е.А. О галактическом годе. VI Совещание по проблемам планетологии (тезисы докладов), вып. 2. Л., 1968.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: Наука, 1960.

Булкин Г.А. Энтропия и характер развития Земли. VI Совещание по проблемам планетологии (тезисы докладов), в 1. Л., 1968.

Герасимов И.П. Три главных цикла в истории геоморфологического этапа развития Земли. – Геоморфология, 1970, № 1.

Горбачев Б.Ф. К вопросу о возможном влиянии космических факторов на формирование мощных кор древнего выветривания. М.: Наука, 1978.

Горбачев Б.Ф., Васянов Г.П., Головков В.М. и др. Месторождения неметаллических полезных ископаемых в корах выветривания. – Сов. геология, 1975, № 3.

Горелов С.К. Основные закономерности и этапы развития поверхностей выравнивания и кор выветривания на территории СССР. – В кн.: Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974.

Гроздилов А.А. О сокращении продолжительности циклов и этапов осадконакопления в ходе геологического развития Земли. VI Совещание по проблемам планетологии (тезисы докладов), в. 2. Л., 1968.

Гузовский Л.А., Савельева К.П. Палеогеоморфологические особенности размещения мезозойских бокситов Урала. – В кн.: Геология и геохимия бокситов, латеритов и генетически связанных с ними пород. Свердловск: Средне-Урал. кн. изд-во, 1976.

Дедков А.П. Смена климатов и развитие рельефа умеренного пояса Евразии. – В кн.: Климатическая геоморфология денудационных равнин. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1977.

Логвиненко Н.В. Периодические процессы, их соподчиненность, терминология и номенклатура, – В кн.: Периодические процессы в геологии. Л.: Недра, 1976.

Михайлов Б.М. Эволюция гипергенного рудообразования в истории Земли. – В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977.

Наливкин Д.В. Предисловие к книге: Проблемы планетарной геологии. М.: Гос. науч.-техн. изд-во литер. по геологии и охране недр, 1963.

Петров В.П. Основы учения о древних корах выветривания. М.: Недра, 1967.

Петров В.П. Коры выветривания и связанные с ними проблемы. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4.

Ронов А.Б. Вулканизм, карбонатонакопление, жизнь (закономерности глобальной геохимии углерода). – Геохимия, 1976, № 8.

Сапожников Д.Г. О структурно-тектонической приуроченности древних кор выветривания. – В кн.: Кора выветривания, 1968, вып. 10.

Сивоконь В.И. Изучение и оценка месторождений первичных каолинов. М.: Недра, 1969.

Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1967.

Сиротин В.И. Глиноземные коры выветривания и остаточные бокситы. В кн.: Геология, вещественный состав и генезис бокситов Белгородского р-на Курской магнитной аномалии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та. 1976.
Steiner I., Grillmair E. Possible galactic causis for periodic and episodic glaciations. – Geol. Soc. Am. Bull., 1973, v. 84, N 3.

Ю. П. СЕЛИВЕРСТОВ

РОЛЬ РЕЛЬЕФА И КЛИМАТА В ФОРМИРОВАНИИ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Значение геоморфологической обстановки среди общих фациальных условий формирования кор выветривания и их латеритных разностей с бокситовыми горизонтами отмечалось во многих работах. Но проблема остается мало разработанной и решенной лишь частично. Знакомство с типично латеритными бокситовыми месторождениями, входящими в состав гипергенного покрова тропиков Западной Африки, и сопоставление результатов с известными рудными районами Гвианского нагорья, плоскогорья Декан, а также Урала, Казахстана и отчасти Сибири, явилось основой настоящей работы. В ней рассматриваются соотношения и зависимости создания бокситовых залежей от рельефа, причем речь идет о типично латеритных разностях бокситов. Последние возникают только среди развитых латеритных покровов, которые являются источником для создания вторичных толщ обломочных бокситов, иногда не точно называемых латеритно-осадочными. Представляется целесообразным исключить из латеритных продуктов бокситоносные образования карстогенного характера, которые могут возникнуть исключительно в присутствии карбонатных пород субстрата. Морфологически и отчасти химически сходные по конечным продуктам с латеритными бокситами, эти образования являются примером своеобразной конвергенции и не только зависят, но и всецело определяются составом подстилающих карстующихся пород. В то же время процессы латеритизации, приводящие в определенных условиях к формированию бокситов, не зависят от геологической позиции и практически не связаны с составом латеритизирующихся на земной поверхности горных пород. Роль рельефа при возникновении карстогенных бокситоносных образований очевидна, а характер климата, возможно, играет меньшую роль, чем при процессах площадной латеритизации.

При изучении главнейших соотношений и закономерностей состава и качества рудоносных образований от рельефа и его субстрата установлена не просто тесная связь покрова и рельефа, и их взаимосвязанное и взаимообусловленное формирование и развитие. Как было нами показано ранее, в условиях влажных тропиков гондванских материков, а также, по-видимому, и в других областях Земли, геоморфологическое положение территории определяет особенности ее покровных образований, которые, по существу, являются

поверхностью ныне наблюдаемого рельефа. Это относится к типу, составу и качеству материала покрова, его мощности и распространению, возможным концентрациям полезных компонентов, их количеств в каждом конкретном месте. Наиболее отчетливо эти зависимости проявляются при создании кор выветривания латеритного типа, повсеместно имеющих зональное строение. Главнейшей особенностью сформированных покровов латеритных кор выветривания является наличие каменистых горизонтов в верхних частях профиля, которые представляют собой конечные продукты гипергенного преобразования горных пород, располагающихся в большинстве случаев на глинистом аллювии – литомарже. Среди этих, образованных на месте, продуктов выветривания выделяются латерит и бовальная кираса. Первый возникает за счет выноса атмосферными и грунтовыми водами подвижных компонентов из пород при их дренировании с одновременной фиксацией малоподвижных и практически неподвижных в данной обстановке окислов Al, Ti и отчасти Fe. Вторая представляется продуктом начального разрушения и преобразования латерита за счет преимущественно гравитационных и денудационных сил и частичного привноса чужеродного материала, т.е. является своеобразным гипергенным элювием или элювием латерита. Разрушение и вторичные преобразования каменистых горизонтов приводят к созданию обломочных и обломочно-инфильтрационных толщ шлейфовых и равнинных кирас и некоторых осадочных отложений.

По генетическим соотношениям формирующегося рельефа и возникающих в его практически неперемещенном, в одном случае, или перемещенном различными экзогенными процессами, в другом случае, покрове скоплений руд различаются полезные ископаемые полностью новообразованные, т.е. сформированные непосредственно при денудационном рельефообразовании с созданием кор выветривания, и вторично преобразованные, отчасти перемещенные из бывших коренных источников (рис. 1). Среди первых выделяются: а) гипергенные созданные путем метасоматических преобразований вещества исходных пород при выветривании и корообразовании; б) диспергенные – образованные путем частичной концентрации высвобожденного при выветривании рудного вещества; эпигенные – накопленные путем частичной миграции и привноса рудоносного материала в неперемещенный поверхностный покров. Руды вторых могут быть подразделены на: а) сингенетичные – образованные совместно с осадконакоплением; б) диагенетичные – созданные в процессе преобразования материала осадочных толщ после их отложения; в) эпигенетичные – привнесенные или наложенные на готовые осадки.

Исследование выровненного денудационного рельефа с определенным покровом, имеющим чрезвычайно широкое, почти повсеместное развитие не только во влажных тропиках, но и в областях с умеренным гумидным климатом, и обладающим разной рудоносностью в зависимости от его строения, показывает необходимость более дробного генетического подразделения выровненного рельефа (см. рис. 1). Среди дневного гипергенно-денудационного рельефа в зависимости

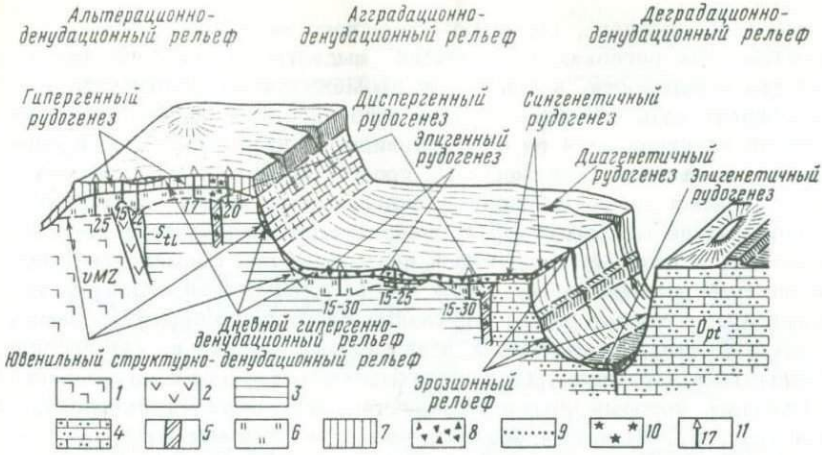


Рис. 1. Схема соотношений разногенетических категорий денудационного рельефа, покрова и типов экзогенного рудообразования

1 – раннемезозойские перидотиты; *2* – мезозойские долериты; *3* – силурийские аргиллиты и алевролиты; *4* – ордовикские кварцевые песчаники; *5* – меловые алмазоносные кимберлиты; *6* – литомарж; *7* – латерит; *8* – кирасы разного типа; *9* – речные отложения; *10* – рудные компоненты; *11* – скважина и суммарная мощность латеритного покрова

от особенностей синхронного ему, сосуществующего и развивающегося совместно покрова выделены: а) альтерационно-денудационный рельеф, поверхность которого по существу, является тем или иным горизонтом коры выветривания; б) аггредационно-денудационный рельеф, поверхность которого образована чаще всего перемещенными продуктами выветривания (кирасами во влажных тропиках); в) деградационно-денудационный рельеф, практически лишенный гипергенного покрова. Обычно субгоризонтальные поверхности гипергенно-денудационного рельефа чаще всего отчетливо ограничены бровками и наклонными поверхностями эрозионного рельефа с локально развитым покровом. При постепенных переходах отмечается эрозионно-денудационный рельеф, покров которого близок к таковому среди выровненного рельефа. Кроме дневного, большое геоморфологическое и рудообразующее значение имеет ювенильный структурно-денудационный рельеф, представляющий собой поверхность раздела продуктов выветривания и невыветрелых пород, неровности которой в максимальной степени отражают структурные и литологические особенности субстрата.

Практически весь наблюдающийся денудационный рельеф, несущий в той или иной степени сформированный гипергенный покров, обладает ступенчатостью или ярусностью, в которых отражается сложная многоэтапная история развития земной поверхности, особенно

ее наиболее молодого, геоморфологического этапа. В изученных бокситоносных регионах повсеместно выделяются наиболее высокая и низкая поверхности, а также ряд промежуточных, количество и размерность которых определяются особенностями новейшей тектонической активизации и ее соотношениями с интенсивностью и спецификой проявления денудационных процессов. В рассматриваемой нами проблеме среди отмеченных поверхностей важны следующие: а) занимающие максимальное господствующее для данного региона положение, а поэтому являющиеся исходными при формировании более низкого рельефа, от которого они со всех сторон отделены уступами или склонами разной крутизны; б) расположенные на самых низких отметках, окаймляющих возвышенный рельеф, и, как правило, фестончато в него вдающиеся по эрозионным формам и межсклоновым понижениям, которые обычно в значительной части окружены склонами (рис. 2). Первые – водораздельные – обладают наиболее благоприятными условиями для дренирования и процессов латеритизации, а вторые – пьедестальные – характеризуются застойными обстановками, мало способствующими латеритным процессам. Промежуточные ступени отличаются смешанными чертами. Среди них важно отметить наиболее удаленные от склонов и тыловых швов уступов более возвышенного рельефа участки поверхностей, которые при наличии достаточно эрозионного расчленения приобретают господствующее в районе положение и облик вторичных водоразделов. Это междуречные поверхности, играющие значительную роль в формировании бокситоносных латеритных покровов. Отмеченные поверхности с геоморфологической точки зрения представляют собой исходные ("доорогенные") пенеплены, разнообразные педиплены и педименты. Процессы покровообразования, в том числе выветривания, всегда сосуществуют с рельефом и определяются конкретной фациальной обстановкой. Изменение последней с усилением процессов корообразования естественно приведет к тому, что эти новые природные процессы отчасти будут развиваться параллельно с вновь возникающим рельефом, а частично будут накладываться на ранее созданную систему "рельеф-покров", приводя ее в соответствие с изменяющейся природной обстановкой. Однако, в обоих этих случаях основные взаимоотношения и связи сформированных, т.е. пришедших в соответствие с данной фациальной обстановкой, латеритных покровов, рельефа и их геоморфологического положения будут однотипны. Подобная реакция изменения минерального состава и облика, например, почвенных образований при смене климатической обстановки осуществляется за тысячелетия. На преобразование более мощных толщ покрова понадобятся десятки и сотни тысяч лет, т.е. промежутки времени не более продолжительные, чем необходимые для создания залежей латеритных бокситов.

Общие особенности и связи строения и состава покровных образований от ступеней рельефа в Западной Африке были рассмотрены нами ранее. Являясь продуктом конкретных природных условий и находясь с ними в закономерной многофункциональной системной связи, латеритный покров отражает реакцию этой среды на геоло-

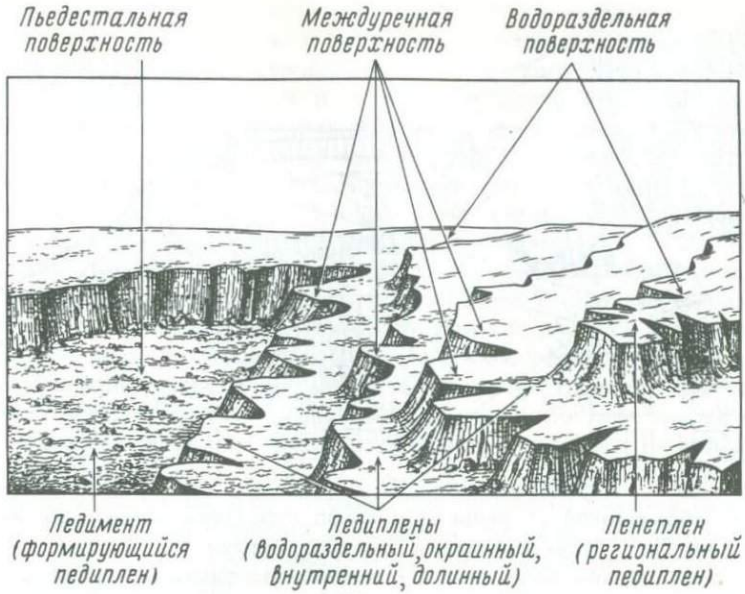


Рис. 2. Схема строения рельефа активизированных эпиплатформенных областей

гический субстрат различного рельефа того или иного геоморфологического положения и имеет строго определенный состав, мощности и распространение. В качестве типичного примера зависимости минерального и прежде всего химического состава покровных образований от рельефа и пород субстрата рассмотрим строение элементарной бовальной залежи, из которых состоят месторождения бокситов районов Мали и Туге на севере, Фриа, Содиоре и Дебеле на западе, Синсери и других на востоке плоскогорья Фута-Джаллон в Западной Африке. Здесь видно (рис. 3) изменение строения латеритного покрова в зависимости от формирования его на водораздельной или пьедестальной поверхности, а также на относительно пологих или крутых склонах. Отмечается четкая приуроченность бовальных кирас и латерита к господствующему рельефу и малая зависимость строения и мощности покрова от изменения пород субстрата. Роль последнего отчасти сказывается на мощности и в основном на составе пород литомаржа, тогда как мощность латерита практически постоянна. Фактически лишь латеритизация ультраосновных пород в определенных случаях приводит к формированию природно-легированных руд Fe. На всех остальных породах создаются латериты с бокситами разного качества. Весьма показателен химический состав отдельных разностей покровных образований, отчетливо свидетельствующий об определяющем значении геоморфологического положения при прочих равных условиях для создания качественных бокситов значительных размеров. Выше рисунка приведены средние химические составы по-

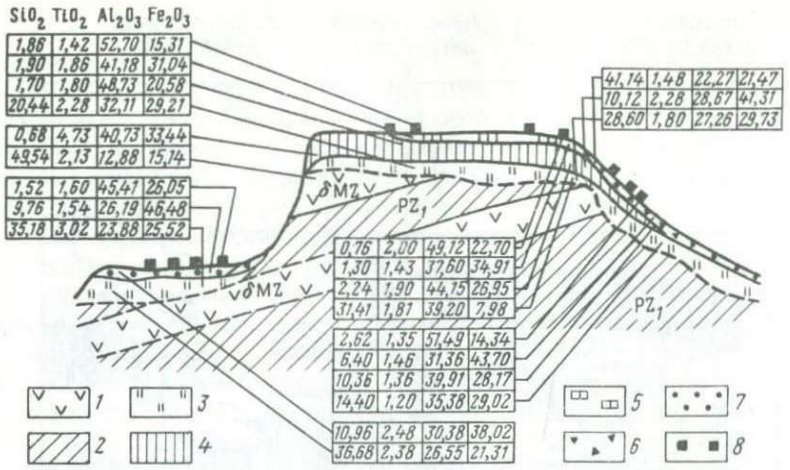


Рис. 3. Схема строения и зависимости химического состава покровных образований от рельефа и пород субстрата (бовальная залежь Северного Фута-Джаллона, Западная Африка)

1 – мезозойские долериты; *2* – раннепалеозойские аргиллиты, алевролиты и песчаники; *3–8* – кайнозойский латеритный покров: *3* – литомарж; *4* – латерит; *5–7* – кирасы: *5* – бовальная; *6* – шлейфовая; *7* – равнинная; *8* – незакрепленные глыбы и обломки на поверхности латеритного покрова

род отдельных горизонтов покрова, созданного по мезозойским долеритам, а ниже – по осадочным песчанико-сланцевым толщам раннего палеозоя. Очень существенен факт установления иного химического состава несцементированных обломков и глыб по сравнению с самим латеритным покровом, за счет которого они возникли. Во всех случаях в них отмечаются более низкие содержания SiO_2 и повышенные Al_2O_3.

Рассмотренный пример один из многих, обладающих аналогичными особенностями, которые свидетельствуют о том, что бокситоносные латериты и бовальные кирасы формируются только на господствующих поверхностях рельефа с хорошо дренирующимся покровом в условиях достаточно контрастного расчленения и колеблющегося, с прогрессирующей тенденцией к понижению, уровня грунтовых вод, что возможно лишь в эпохи активизации тектонических и соответственно денудационных процессов. В связи с этим эпохи латеритного бокситообразования обычно не совпадают с эпохами мощного глинистого корообразования, фиксирующими поверхности пенепленов и знаменующими периоды своеобразного тектонического спокойствия Земли.

Благоприятные условия латеритообразования, естественно, при соответствующем климате, возникают не просто на поднимающихся территориях разнообразных равнин, плато, холмогорий и гор, а только в тех местах, где геоморфологическая позиция обусловливает

хороший промыв поверхностных образований, периодическое обновление состава грунтовых вод и удаление выносимых продуктов. Поэтому при рассмотрении строения латеритных кор выветривания подразделение их на равнинные и горные или на коры выветривания низменных и возвышенных равнин, высоких и низких пенепленов, плато и т.п. носит достаточно общий характер и не вскрывает конкретных особенностей их создания и развития. К тому же каждое из названных подразделений обладает несколькими различными фациальными обстановками, которые предопределяют формирование разных по строению, качеству и распространению латеритных образований. Конкретные примеры свидетельствуют о том, что в составе покрова одной и той же поверхности выравнивания встречаются различные сочетания горизонтов выветривания, а покров разных уровней поверхностей выравнивания имеет иногда однотипное строение. Весьма важным представляется установление сходного состава латеритного покрова среди выровненного рельефа, расположенного на разных абсолютных высотах – от 100–150 м до 1500–2000 м среди плоскогорий и плато Западной Африки. Это позволяет сделать вывод о том, что для возникновения латеритных бокситов абсолютная высота местности не играет роли, если она не вызывает изменения климатических условий.

Подытоживая вышеизложенное, можно заключить, что во всех случаях развитые коры выветривания с латеритными и бовально-кирасовыми бокситовыми горизонтами наблюдаются только на водораздельных и междуречных поверхностях, занимающих господствующее положение в конкретных районах, независимо от их абсолютной высоты и относительного превышения, а также от микрорельефа самой поверхности (холмистой, увалистой, мелкосопочной и т.п.) и времени ее создания. Анализ имеющегося материала по латеритным бокситовым месторождениям мира свидетельствует об их развитии среди разновозрастного, но дочетвертичного выровненного рельефа.

Указанная весьма важная роль геоморфологического положения и обусловленного ею дренирования покрова при создании каменистых латеритных горизонтов бокситового состава может проявиться только при соответствующем благоприятном для развития данных процессов климате. Существенным является количество, интенсивность и периодичность выпадения атмосферных осадков, соотношения стока, промыва и испарения, годовой ход температуры воздуха и грунтовых вод, направления ветров, континентальность и т.д.

Имеются данные, что, несмотря на изменчивость погодных условий и циклические колебания климатических показателей, общие черты климата бокситоносных районов Африки, и, по-видимому, Америки и Южной Азии, сохраняются практически в неизменном или мало измененном виде в течение всего кайнозоя, а возможно и позднего мезозоя. Относительная однотипность климатических особенностей в кайнозое связана прежде всего с постоянным нахождением указанных территорий в субэкваториальной зоне, высоким стоянием солнца в течение значительной части года, близостью океана,

обусловливающего смену ветров и сезонную ритмику выпадения атмосферных осадков и развития природных явлений. В связи с достаточным постоянством климатической обстановки в кайнозое естественно допустить, что современные показатели климата весьма близки к тем, которые благоприятствовали (а в экстремальных условиях благоприятствуют и сейчас) протеканию процессов латеритного бокситообразования. При этом, конечно, необходимо учесть осложняющее влияние возникшей пустыни Сахара, а также деятельности человека, нарушивших нормальный ритм природных процессов и ухудшивших условия формирования латеритных профилей выветривания.

Отрицательная роль пустыни, кроме общего обезвоживания и выключения ряда районов из области возможного латеритообразования, проявляется также в виде постоянного поставщика пылеватого материала, который разносится ветрами на значительные расстояния. В условиях переменно влажного тропического климата муссонно-океанического типа, среди которого располагаются районы кайнозойского латеритообразования, ветры имеют полугодовую изменчивость направлений. В связи с этим почти половину времени латеритизирующийся покров получает с сухим ветром (харматтаном) инородный невыветрелый материал, в основном состоящий из SiO_2. При этом происходит механическое обогащение латеритного покрова чужеродными частицами, которые со временем включаются в общий процесс поверхностных преобразований. В зависимости от конкретной масштабности этих процессов находится характер гипергенеза и качество латеритных образований.

Человек прежде всего нарушил почвенный покров, изменил растительные ассоциации, а в связи с этим вызвал перераспределение водного баланса, резко увеличив поверхностный сток и эрозию почв, нарушение режима грунтовых вод. Все это не могло не сказаться на процессах выветривания. В то же время при изменении ландшафтов деятельность человека вряд ли оказала существенное влияние на общие климатические показатели, сказавшись, конечно, на погодных условиях. В настоящее время, вероятно, нарушена система "климат-природный ландшафт"; большинство ландшафтов являются ныне вторичными и в значительной степени искусственными, прямо не определяясь климатом, они зависят, в основном от деятельности людей. Об этом можно судить по наименее измененным и девственным районам.

В каком же климате располагаются месторождения латеритных бокситов? Подавляющее большинство значительных залежей латеритных бокситов, например, Западной Африки, находится среди возвышенного рельефа приокеанической полосы континента шириной до 300 км. В большинстве мест господствует муссонно-океанический климат, определяющий смену дождливых и сухих периодов, продолжительность которых изменяется от трех до девяти месяцев в зависимости от широты местности, расстояния от экватора и от пустыни Сахара. Среднегодовое количество атмосферных осадков колеблется в пределах 1000-2000 мм, достигая 4500 мм, причем 90% выпадает в дождливый сезон. Среднегодовая температура воздуха

повсеместно более 23°, средняя максимальная около 30°, средняя минимальная порядка 20°; колебания среднемесячных температур в течение года составляют менее 5°. Важным моментом является нахождение солнца в зените и вблизи него в течение почти полугодия. Факт нахождения заведомо латеритных бокситов кайнозоя в Африке, Азии и Латинской Америке лишь там, где солнце бывает в зените не может быть случайным и представляется весьма интересным. Такая же закономерность должна, очевидно, быть и для месторождений Австралии, что дает возможность предположить иное расположение этого материка в эпоху кайнозойского латеритообразования и бокситонакопления. С этой точки зрения также необходимо допустить и перераспределение после формирования бокситовых залежей взаимного положения экватора и деканской части юга Азии.

ЛИТЕРАТУРА

Континентальный и прибрежно-морской литогенез. Новосибирск, 1977.
Кора выветривания и гипергенное рудообразование. М.: Наука, 1977.
Поверхности выравнивания и коры выветривания. М.: Наука, 1976.
Селиверстов Ю.П. Рельеф и покровные образования тропиков Западной Африки. – Геоморфология, 1973, № 1.
Селиверстов Ю.П. Покровные образования и рельеф областей новейшего латеритообразования на юго-западе Сахарской платформы. – Литология и полезные ископаемые, 1978, №2.
Синицын В.М. Климат латерита и боксита. Л.: Недра, 1976.
Тимофеев Д.А., Шилкин А.Н. Поверхности выравнивания и коры выветривания. – В кн.: Проблемы экзогенного рельефообразования, М.: Наука, 1976. Кн. 2.

Н.Н. АРМАНД, Л.В. СПОРЫХИНА

ЭВОЛЮЦИЯ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА И РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В КАЙНОЗОЕ
(на примере россыпей касситерита)

Россыпные месторождения кайнозойского возраста формируются под влиянием экзогенных процессов, в сферу действия которых попадают источники, поставляющие россыпеобразующие минералы в кайнозойские отложения. На примере основных оловорудных провинций видно, что различия в интенсивности и направленности экзогенных факторов, обусловливающих формирование россыпей, предопределяется режимом развития морфоструктуры региона, в то время как тип экзогенных процессов, образующих россыпи, обусловлен положением оловорудных провинций в различных природно-климатических зонах – арктической и субарктической (Северо-Восточная Якутия, Чукотка), умеренной (Забайкалье, Дальний Восток), семиарид-

814

ной (Средняя Азия). Различия в характере экзогенных процессов проявляются практически на всех стадиях россыпеобразования – от элювиальной до флювиальной. Тем не менее, в истории формирования россыпей основных оловорудных провинций выделяются общие этапы, обусловленные ходом изменения климатов в кайнозое. Наиболее существенными вехами в эволюции процессов морфолитогенеза и россыпеобразования являются азонально проявленные периоды теплого и влажного климата и связанного с ним химического корообразования в начале кайнозоя и холодного относительно сухого климата эпохи плейстоценовых оледенений.

Широкое проявление в начале кайнозоя процессов денудационного выравнивания, сопровождаемого формированием кор химического выветривания, следы которых зафиксированы в основных оловорудных регионах, дает основание предположить, что в раннем кайнозое региональные различия экзогенного рельефообразования были в значительной мере снивелированы.

На территории Советского Союза древние (палеоген–неогеновые) россыпи, связанные с корами выветривания, сохранились преимущественно в погребенном состоянии и приурочены к участкам выровненного рельефа, захороненного под кайнозойскими осадками и установленного по данным буровых и геофизических работ в пределах аккумулятивных равнин Приморья, Северо-Восточной Якутии, Чукотки [Крамчанин, 1970; Гурвич, Спорыхина, 1975; Павлов, 1977; Патык-Кара, Арманд, 1978]. За пределами Советского Союза в субэкваториальной зоне (Африка, Малайзия, Южная Америка) широко развиты россыпи остаточных кор выветривания, сформированные за счет площадных источников с неравномерной и рассеянной оловянной минерализацией. Сравнение этих россыпей с плейстоценовыми россыпями субарктической и умеренной зон, в питании которых не принимали участия оловоносные коры выветривания, показывает определенные различия в условиях их питания. Развитие кор химического выветривания как бы снижает требования к качеству коренных источников россыпей олова [Гурвич, 1978].

Таким образом, эпоху раннекайнозойского выравнивания и корообразования можно рассматривать не только как время, благоприятное для формирования россыпей остаточных кор выветривания, но и подготовки источников питания для россыпей последующих стадий литогенеза. Именно с переотложением продуктов химического выветривания связан один из наиболее продуктивных этапов образования оловоносных россыпей (плиоцен–раннеплейстоценовый). В частных случаях древние оловоносные коры выветривания могут принимать участие в питании наиболее молодых, позднеплейстоцен–голоценовых, россыпей. Так, например, в одном из районов Центральной Чукотки в результате дифференцированных поднятий ранее опущенный блок с захороненной оловоносной корой выветривания оказался выведен в сферу эрозионного расчленения. Размыв и переотложение оловоносной коры обусловили образование молодой аллювиальной россыпи.

814

Начиная с олигоцена и до раннего плейстоцена, на обширной территории Сибири и Дальнего Востока на фоне постепенного и неравномерного похолодания и иссушения климата усиливается дифференциация региональных (зональных) особенностей литогенеза. По-видимому, к началу раннего плейстоцена – времени появления многолетней мерзлоты в северных оловорудных провинциях – региональные различия в характере экзогенных факторов россыпеобразования достигли современного уровня. В течение всего плейстоцена и голоцена процессы криогенеза являются решающими в мобилизации и транспортировке рудного материала в оловороссыпных районах Якутии и Чукотки. Для оловороссыпных районов Забайкалья и Дальнего Востока криогенные процессы приобретают решающее значение лишь в ледниковые периоды.

На примере распространенных в Союзе оловоносных россыпей верхнеплейстоценового возраста отчетливо проявляются различия в процессах формирования и сохранения россыпей на территориях, покрывавшихся и не покрывавшихся льдом. В ледниковых областях в общем случае процессы россыпеобразования приостанавливались. При этом ледники способствовали захоронению ранее сформировавшихся россыпей под гляциальными отложениями, а иногда их уничтожению. Примеры верхнеплейстоценовых россыпей олова, погребенных под мореной и флювиогляциальными отложениями, известны на Центральной Чукотке и в Приамурье (хребтах Баджальский, Дуссе-Алинь и др.).

В горах юга Дальнего Востока наиболее полно проявлены следы муниканского верхнеплейстоценового горно-долинного оледенения [по схеме Ю.Ф. Чемекова, 1961], сопоставляемого с зырянским оледенением севера Сибири. В Иппата-Мерекском оловороссыпном районе (хр. Дуссе-Алинь), по данным Ю.Н. Никулина, в ряде долин нижние продуктивные пласты оловоносных россыпей перекрыты мореной верхнеплейстоценового оледенения либо более поздними аллювиально-пролювиальными или озерными осадками. Аккумуляция последних проявлялась локально за счет подпруживания долин ледниками, вытекавшими из боковых притоков и оставшимися после них моренами и продолжалась в ряде случаев до начала голоцена. По отношению к среднегорному расчлененному рельефу центральной части хр. Дуссе-Алинь можно считать, что оледенение сыграло положительную роль, предохранив россыпи от размыва.

В оловоносных районах Центральной Чукотки также широко проявлены случаи захоронения россыпей касситерита под отложениями ледникового генезиса. Так, аллювиальная россыпь Малый Мымленет погребена под мореной зыряновского возраста, мощность которой составляет около 15 м. В долинах ручьев Долинный и Тариэль нижние горизонты оловоносного аллювия залегают под толщей водно-ледниковых отложений на глубине 50-90 м. Большие мощности образований ледникового генезиса в данном случае являются отрицательными факторами, так как значительно снижают ценность погребенных россыпей.

814

Частным случаем, не характерным для россыпей олова, является локализация верхнего пласта россыпи ручья Звонкий Седой во флювиогляциальных отложениях сартанского времени.

Влияние изменений климатических условий плейстоцена на ход россыпеобразования во внеледниковых областях проявилось в изменении соотношения флювиальных и склоновых процессов при формировании отложений, выполняющих долины-коллекторы. В долинах 1–4 порядка, в которых в Забайкалье и Западной Чукотке сосредоточена основная масса верхнеплейстоценовых оловоносных россыпей, горизонты аллювия, вмещающие продуктивные пласты, разделены обычно отложениями склоново-солифлюкционного генезиса. Кроме того, среди долинных россыпей в Забайкалье выделяется группа так называемых падевых россыпей [Арманд, Белоусов, Щекин, 1975]. Отложения падей отличаются от типичного аллювия значительной глинистостью, слабой сортированностью и большим количеством неокатанного материала. Формирование падевых отложений обусловлено недостаточной мощностью водного потока при усилении процессов, поставляющих материал со склонов. Для падевых россыпей характерна приуроченность продуктивных горизонтов к слоям относительно перемытого материала, включенного в толщу солифлюкционных образований.

Из сказанного вытекает, что формирование верхнеплейстоценовых россыпей происходило в периоды увеличения влажности и усиления флювиальных процессов, с одной стороны, и уменьшения относительной роли склоновых процессов, с другой. Анализ стратиграфической позиции продуктивных горизонтов россыпей Северо-Востока позволяет достаточно определенно говорить об их приуроченности к казанцевскому и каргинскому межледниковьям и раннеголоценовому климатическому оптимуму. В Забайкалье отсутствие надежных палинологических данных не дает возможности конкретизировать стратиграфическое положение верхнеплейстоценовых россыпей. Однако региональный характер положения продуктивных пластов в разрезе, аналогичный отмеченному для россыпей Чукотки, дает основание относить их к межледниковью.

На фоне региональных климатических изменений сохранялось влияние локальных факторов (гипсометрическое положение, экспозиция, субстрат и пр.) на процессы морфолитогенеза и россыпеобразования, четко проявляющееся в настоящее время в различных природно-климатических зонах.

ЛИТЕРАТУРА

Арманд Н.Н., Белоусов В.Д., Щекин Б.В. Морфогенетические типы оловоносных россыпей Забайкалья и их промышленное значение. – В кн.: Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР. – Сер. Мин. сырье. М., 1975, вып. 24.

Гурвич С.Т. Закономерности размещения редкометальных и оловоносных россыпей. М.: Недра, 1978.

Гурвич С.И., Спорыхина Л.В. Геологические особенности оловоносных россыпей Пыркакайской зоны (Центральная Чукотка). – В кн.: Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР. – Сер. Мин. сырье, М., 1975, вып. 24.

Крамчанин А.Ф. О некоторых особенностях палеоген-неогеновой россыпной оловоносности Приморья на примере Вознесенского рудного района. – В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970.

Павлов Г.Ф. Особенности и условия формирования оловянных россыпей в ходе эволюции россыпеобразования в кайнозое. – В кн.: Древние и погребные россыпи СССР. Киев: Наукова думка, 1977.

Патык-Кара Н.Г., Арманд Н.Н. Некоторые особенности прогнозирования морфогенетических типов погребенных россыпей олова аккумулятивных равнин. – Литология и полезные ископаемые, 1978, № 2.

Чемеков Ю.Ф. Проблемы четвертичного оледенения Северо-Востока и Дальнего Востока СССР. – Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961, т. 64.

Е. Ф. СТАНКЕВИЧ

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ, ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛАНДШАФТНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ

Образование крупных скоплений солей осуществляется внутри континентов в аридных областях на фоне медленных нисходящих тектонических движений. При этом очень важно различать три стадии соленакопления: первую, когда идет образование и накопление запасов солей в почвах и природных водах; вторую, когда осуществляется образование, накопление и захоронение твердых легкорастворимых солей (эвапоритов) на дне соляных водоемов; третью, самую главную, когда скопления твердых солей переходят в ископаемое состояние.

Первая стадия соленакопления проявляется в аридных областях практически на любых формах рельефа. В пустынях, особенно песчаных, бо́льшая часть солей аккумулируется в неглубоко залегающих грунтовых водах. Осуществление второй стадии соленакопления возможно при наличии понижений в рельефе, заполненных природными водами. Подобные водоемы должны представлять собой бессточные озера с водным питанием за счет морских (океанических), озерных, речных и подземных вод. Местные атмосферные осадки не могут играть заметной роли в водносолевом балансе более или менее крупных озер. При наличии оттока воды подземным путем накопления солей, как правило, не происходит. При глубоком залегании их уровня практически всегда имеется возможность утечки воды из озерных водоемов в земные недра. По наблюдениям Л.М. Гроховского [1970], накопление и отложение солей в озерах наблюдается только при условии высокого стояния уровня подземных вод в окрестностях. Третья, или завершающая, стадия соленонакопления является главной. Для соленосных пород она имеет особое значение и может осу-

ществляться только на постоянно прогибающихся участках. На периферии солеродных бассейнов в таких случаях должно наблюдаться накопление преимущественно терригенных и относительно труднорастворимых хемогенных (известняки, доломиты, мергели, гипсы, ангидриты) осадков. Последние обычно облекают с боков (а впоследствии и сверху) скопления легкорастворимых солей. При неблагоприятной тектонической обстановке переход крупных соляных тел в ископаемое состояние осуществляться не может. Соли будут уничтожены последующими эрозионными процессами или растворены подземными водами.

Первая и вторая стадии соленакопления в отличие от третьей могут осуществляться в неблагоприятных тектонических условиях. Примером их могут служить современные соляные озера и солончаки Кулунды, Центрального Казахстана, Приаралья, Предкавказья и многих других мест СССР.

Накопление мощных пластов солей, которые слагают основные соленосные формации, может осуществляться только при постоянном водосолевом питании солеродных бассейнов. Поэтому стадия "сухого озера", которая часто рассматривается как обязательная при соленакоплении [Валяшко, 1962], вряд ли может считаться характерной для третьей стадии соленакопления. При периодическом уменьшении водносолевого питания соляных озер при ритмических изменениях климата наблюдается их опреснение за счет ветрового выноса солей из озерных котловин, как это было отмечено К.В. Посоховым и А.И. Дзенс-Литовским. Понижение уровня подземных вод, как это показано Л.М.Гроховским [1970; 1972], ведет к переформированию и уничтожению корневых залежей солей на дне озер. Из этого следует, что солеродный бассейн должен представлять плоскую равнину с неглубоко залегающим уровнем грунтовых вод, на которой находится большое количество крупных и мелких озер, соединенных (или периодически соединяющихся) между собой протоками. Основным источником водносолевого питания могут являться: море; озера крупные соленые (типа Каспийского или Аральского морей); а также полупресные или слабосолоноватые (типа оз. Балхаш); реки, притекающие из гумидной зоны или горного обрамления крупных межгорных впадин. При этом, очевидно, в водносолевом питании любого солеродного бассейна большую роль должны играть реки, приносящие с собой тонкий терригенный (глинистый) материал, который постоянно присутствует в слоях ископаемых солей. Среди последних, особенно среди чередующихся слоев сильвинита, карналлита и галита, постоянно присутствуют карбонатно-глинистые и глинисто-карбонатно-ангидритовые слойки мощностью от долей до 1-3 мм. Такой слоек вместе с вышележащим слойком легко растворимых солей (галитом, сильвином, карналлитом и др.), имеющим мощность до 5-6 и даже 15 см, принято считать "годичным" [Фивег, 1948; Страхов, 1962]. Поэтому среди геологов теперь принято считать, что скорость накопления солей очень велика и соответствует 5-6 см в год, а иногда и более. Такая скорость бо-

лее чем на порядок превышает скорость накопления несолеиосных отложений и скорость современных тектонических движений. Отсюда был сделан вывод об особом тектоническом режиме в областях соленакопления. Сомневаясь в правомерности допущения очень быстрых и длительных опусканий солеродных бассейнов, многие геологи (А.Л. Яншин, П.Н. Кропоткин, Б.М. Валяев, Л. Леслосс, Р.Ф. Шмальц и др.) разработали глубоководную модель соленакопления.

По современным представлениям накопление твердых солей в солеродных бассейнах происходит при суммарном испарении 900–1000 мм год. Принимая эти числа можно определить, какова была мутность воды и содержание труднорастворимых солей в испаряющейся воде. При мощности глинисто-карбонатно-ангидритового слойка "годичного" слоя, обычно принимаемого в 1–3 мм [Фивег, 1948; Страхов, 1962] мутность воды должна была достигать 0,6–2,0 г/л [Станкевич, 1976]. Содержание гидрокарбонатов кальция в воде должно было быть еще выше (1,0–3,0 г/л). Если же учесть, что какое-то количество карбоната кальция находится также и в солевом слойке, то общее содержание гидрокарбонатов кальция в водах солеродного бассейна следует принять более чем 1,5 г/л (до 3–4 г/л), что почти на порядок выше пределов его растворимости.

Средняя мутность морских (и океанических) вод редко достигает 1 мг/л, причем около 80% мути приходится на органические остатки. Поэтому считается, что глинистые частицы приносятся континентальным стоком. Если же обратиться к данным о мутности речных вод, то окажется, что на большей части СССР средняя мутность воды рек не достигает 150 мг/л. Реки с мутностью воды более 500 мг/л характерны для горных районов и аридных стран.

Таким образом, мутность воды рек равнинных территорий, особенно гумидной умеренной зоны, явно недостаточна, чтобы сформировать глинистый (глинисто-карбонатно-ангидритовый) слоек "годичных" слоев соляных пород. Эти данные послужили основанием для того, чтобы пересмотреть время, необходимое для образования "годичных" слоев соляных пород. Вероятнее всего, оно будет в среднем приближаться к 100 годам [Станкевич, 1976], а скорость накопления соляных пород (соленосных отложений) – к средней скорости накопления других геологических формаций [Кэй, 1957]. Поэтому можно считать, что при образовании крупных залежей минеральных солей тектонический режим ничем не отличается от тектонического режима областей накопления угленосных, нефтегазоносных, карбонатных и других отложений.

Исходя из соотношений хемогенного и терригенного материала "годичных" слоев, Е.Ф. Станкевич [1976] определил, что в случае питания солеродного бассейна морской водой разных стадий сгушения отношения между морскими водами и водами континентального стока должны колебаться от 1:20 до 1:200. Эти цифры показывают, что основное значение в водном питании солеродных бас-

сейнов имеют воды, притекающие с суши. Именно они и определяют ритмичное строение соленосных толщ.

Ландшафтные условия областей соленакопления обычно характеризовались очень скупо, указывалась сильная аридность климата. Вероятно, это не совсем так, так как при аридизации климата погибает растительность. В результате этого ливневые осадки, падая на обнаженную землю, производят гигантскую эрозионную работу. Воды временных потоков аридных стран имеют повышенную мутность, поэтому резко возрастает срок существования взвешенных частиц, которые сносятся в бессточные бассейны. В последних количество рыхлых наносов на дне резко увеличивается, и в них захороняются сгустившиеся озерные воды. Вследствие этого вместо осоления воды озер может наблюдаться даже их некоторое опреснение [Станкевич, 1977]. Котловины озер заполняются и озера начинают "кочевать" или перемещаться из одного района в другой, как, например, оз. Лобнор в Таримской впадине.

Наименьшую мутность имеют реки зоны умеренного гумидного климата.

В аридных условиях снос терригенного материала очень велик, весьма значителен он также и в зоне гумидного тропического климата. Поэтому по соотношению ионного и твердого стоков, атмосферных осадков и испарения наиболее благоприятными для соленакопления областями будут территории на внешней (пограничной с зоной умеренного гумидного климата) стороне аридной зоны. Н.М. Страхов [1962] отмечал в свое время, что месторождения минеральных солей в северном полушарии располагаются вблизи северной границы аридной зоны. Это является подтверждением мысли, высказанной нами выше.

Солеродные водоемы, как было показано А.А. Ивановым [1967] и В.И. Копниным [1978], были мелководными. В дополнение к приведенным ими геологическим и литологическим данным, можно привести еще следующие соображения. Глубоководные бессточные или слабопроточные водоемы с водой повышенной минерализации, как, например, Мертвое море, озера Киву, Танганьика и др., резко стратифицированы. В результате этого глубинные массы воды, находящиеся в застойном состоянии, характеризуются резко восстановительной обстановкой. Кристаллы гипса, образующиеся в поверхностном слое воды при ее сгущении вследствие испарения, опускаются вниз. В восстановительной обстановке гипс растворяется, сульфаты восстанавливаются до сероводорода, последний поднимается в верхние слои; кальций соединяется с гидрокарбонатным ионом и и на дне бассейна дает известковый осадок. Это было установлено на Мертвом море Дж. И. Сендерсом и Дж.Ю.Фридменом [1970]. Таким образом, если принять глубокоководную модель соленакопления, при которой солеродный бассейн должен переживать эвксинскую стадию, становится невозможным объяснить широкое распространение гипса и ангидрита в "глубоководных" соляных отложениях.

В результате проведенного анализа геоморфологических, тектонических и ландшафтно-климатических условий развития солеродных бассейнов можно нарисовать следующую картину. Соленакопление осуществляется в непрерывно прогибающихся обширных плоских впадинах, в пределах которых почти повсеместно идет осадконакопление. Терригенный материал, приносимый водами континентального стока, аккумулируется в периферических частях впадин, преимущественно в дельтах рек и обширных пресноводных и солоноватоводных проточных и периодически проточных водоемах. Из последних, являющихся промежуточными, или подготовительными, бассейнами по протокам воды проникают в водоемы или один очень крупный, но мелководный водоем с плоским дном, расположенные в области наибольшего прогибания. Область соленакопления отличается сильной аридностью; однако при очень высокой испаряемости (не менее 200–1000 мм/год) сумма атмосферных осадков вряд ли бывает меньше 250–300 мм/год. Это, а также относительно небольшая глубина залегания уровня грунтовых вод на межозерных и межпроточных пространствах обеспечивают условия, благоприятные для развития растительного покрова. Последний предохраняет землю от эрозии и тем самым способствует дифференциации растворенных и взвешенных веществ в водах бассейна осадконакопления. О богатстве солеродных бассейнов органическим веществом в значительной степени свидетельствует постоянно отмечаемая приуроченность крупнейших нефтегазовых месторождений к соленосным бассейнам, чередование битуминозных сланцев с солями (например, эоценовая формация Грин-Ривер в США, штат Вайоминг), присутствие сероводорода (продукт разложения органического вещества) в солях и маточных рассолах соляных толщ и т.п. Высокое стояние уровня грунтовых вод обусловливало широкое развитие солончаков на участках, прилегающих к озерам. Это, в свою очередь, способствовало вовлечению солей, растворенных в грунтовых водах, в общий процесс соленакопления.

Берега солеродных водоемов были низкими, очень пологими. Поэтому мелкие климатические колебания сильно влияли на уровень, запасы и минерализацию озерной рапы. Режим и ландшафтно-климатическая обстановка накопления осадков в осолоняющихся озерах периферической части бассейна, вероятно, были подобны условиям, существовавшим при заполнении осолоняющегося верхнеюрского Каратауского озера [Полянский, Долуденко, 1978].

Общая геоморфологическая обстановка в солеродных бассейнах позволяет высказать следующие предположения: накопление терригенного материала в окраинной части бассейна происходит быстрее, чем накопление солей в центре впадины. Это, а также более быстрое опускание центральной части бассейна приводит к увеличению уклонов поверхности Земли на периферии. В результате этого терригенный материал, накопившийся в окраинной части впадины, перемывается и перемещается в направлении к центру впадины, что

814

способствует более надежной изоляции накопившихся солей. Это обстоятельство необходимо учитывать при изучении соленосных бассейнов.

Преобладание в водном питании солеродных бассейнов вод континентального стока позволяет по новому поставить вопрос о происхождении и минерагенической специализации соляных отложений СССР, в частности пермского, юрского и неогенового возраста. Большинство геологов считает их морскими. Отдаленность этих солеродных бассейнов от океана и его морей, присутствие больших масс терригенного материала континентального происхождения, несоответствие парагенезисов соляных минералов многих залежей и парагенезиса, типочного для морской воды, изменчивость комплексов соляных минералов в соседних залежах, так же как и высказанные соображения о геоморфологических условиях накопления солей позволяют усомниться в типично морском генезисе этих соленосных отложений и присоединиться к мнению тех, что считает их осадками озер-морей соответствующего возраста.

ЛИТЕРАТУРА

Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962.

Гроховский Л.М. Соляные озера предгорий Каратау. – Тр. ВНИИсоль, 1970, вып. 10 (12).

Гроховский Л.М. Озерные месторождения солей, их изучение и промышленная оценка. М.: Недра, 1972.

Иванов А.А. О глубинах солеродных бассейнов геологического прошлого. – Литология и полезные ископаемые, 1967, № 2.

Копнин В.И. О глубинах солеродных бассейнов фанерозоя и методах их определения. – Изв. вузов, геология и разведка, 1978, № 7.

Кэй М. Осадки и погружение во времени. – В кн.: Земная кора. М., 1957.

Полянский Б.В., Долуденко М.П. О седиментогенезе верхнеюрских карбонатных флишоидных отложений хр. Каратау (Южный Казахстан). – Литология и полезные ископаемые, 1978, № 3.

Сендерс Дж.И., Фридмен Дж.М. Происхождение и распространение известняков. – В кн.: Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. М.: Мир, 1970. Т. I.

Станкевич Е.Ф. Об участии вод континентального стока в питании солеродных бассейнов. – Геология и геофизика, 1976, № 7.

Станкевич Е.Ф. О минерализации воды бессточных озер в аридных областях и условиях соленакопления. – Проблемы освоения пустынь, 1977, № 5.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. III. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Фивег М.П. О годовом цикле седиментации калийных солей Верхнекамского месторождения. – ДАН СССР, 1948, т. 61, № 6.

814

О. А. РАКОВЕЦ

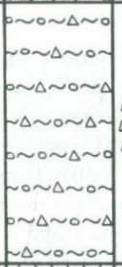
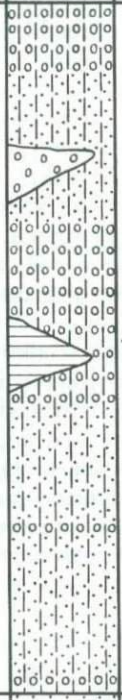
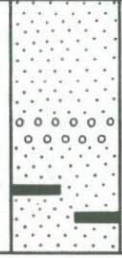
ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПРОБЛЕМАТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОСАДКОВ ПО СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ПЕРИФЕРИИ ВОСТОЧНОГО САЯНА ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Всесторонний анализ имеющегося по территории Алтае-Саянской области разнообразного материала (геологического, геоморфологического, геофизического и т.д.) показывает, что развитие рельефа всей этой обширной территории в мезозойско-кайнозойское время протекало в континентальных условиях при резком преобладании областей сноса. Накопление континентальных осадков, коррелятных формирующемуся рельефу этой области происходило главным образом по ее периферии в пределах крупных предгорных и межгорных впадин. Впадины эти развивались гетерогенно и имеют разные мощность, полноту разрезов и различный возраст подошвы мезозойско-кайнозойского осадочного чехла. Последний представлен главным образом речными, дельтовыми и озерными отложениями юрского, мелового, палеогенового и неогенового возраста.

Растительные остатки, содержащиеся в разных частях разреза этих отложений, среди которых преобладают теплолюбивые виды, характер самих отложений, наличие в них переотложенных продуктов коры выветривания и таких индикаторов климата как бурые угли, латериты, бокситы, железо-марганцевые руды и т.д., свидетельствуют о том, что почти непрерывно в течение мезозойско-палеогенового времени накопление осадков происходило в основном в условиях влажного субтропического климата, благоприятного для процессов химического выветривания. Максимально проработанные коры выветривания, наиболее продуктивные на различные полезные ископаемые, были сформированы в предъюрское время, в конце раннего мела и в позднемеловое-палеоцен-эоценовое время. В неогене в связи с изменением климатических условий в сторону сухости и похолодания, химическая проработка пород не сопровождалась формированием четких профилей кор выветривания.

В пределах самой Алтае-Саянской области в разных ее частях континентальные осадки, коррелятные палеорельефу, сохранились лишь небольшими фрагментами. Среди них установлены пестроцветные осадки нижнего мела, позднего мела – палеоцена, грубообломочные аллювиальные осадки олигоцена и преимущественно озерные осадки неогена. Прерывистое распространение всей этой пестрой серии континентальных осадков с быстрыми фациально-литологическими переходами, отсутствие надежных палеонтологических и палинологических материалов являются причиной их слабого стратиграфического изучения. В основу имеющихся схем для разных частей этой территории положены разные принципы выделения стратиграфических подразделений, причем в связи с исключительной бедностью

814

№	Возраст	Генетический тип	Преобладающая мощность, м	Разрез	Литологический состав
4	N_2-Q_1	Аллювиально-пролювиальный	2 - 5		Бурые галечники с корочкой пустынного загара, с песчаным заполнением
3	N_2	Делювиальный	1 - 2 до 10		Краснобурые тяжелые суглинки с включениями гальки и щебенки
2	P_3	Аллювиально - пролювиальный	10 - 12 до 60		Желтобурые галечники и пески с линзами суглинков и глин
1	J	Аллювиально-дельтовый	—		Серые песчано-суглинистые и песчано-галечные отложения с углистыми прослоями

Результаты литолого-минералогического изучения

814

Гранулометр. состав				Характеристика тяжелой фракции							Состав глинистой фракции
>0,25	0,25-0,1	0,1-0,01	<0,01	№ обр.	тяж. фр.,%	Zr	Hb	Pm	Ep	Gr	Ap	
1	2	3	4									
				133/14	0,36	8,1	—	—	57,2	2,0	13,5	Гидрослюды
				350/4	0,14	3,4	4,3	0,9	3,4	72,4	0,9	Монтмориллонит и гидрослюды
				146/6	0,97	3,5	—	—	20,0	2,6	11,2	
				58/4	0,83	9,8	1,8	1,2	0,6	1,8	—	
				298/1	—	0,5	—	—	76,2	3,0	3,0	Монтмориллонит и гидрослюды
				209/4	0,15	23,8	—	—	84,1	2,7	—	
				234/3	—	2,1	—	—	73,0	9,8	1,2	
				213/2а	1,03	4,8	—	—	37,3	6,1	2,8	
				165/1	0,83	7,8	2,9	1,2	47,7	4,0	—	
				238/3	13,72	3,1	14,7	0,8	17,8	1,1	—	
				218/6	0,14	4,0	12,3	4,8	40,6	1,6	—	
				104/3	~	7,8	0,9	—	49,0	11,5	—	
				218/2	1,18	26,3	—	—	3,9	8,8	—	Каолинит
				209/1	0,25	18,6	—	—	4,0	2,4	—	
				80/2	0,15	88,1	—	—	—	—	4,0	

проблематичных отложений

ископаемыми остатками главным образом по литологическому составу пород. Со слабой разработкой стратиграфии коррелятных осадков связаны основные трудности в составлении палеогеоморфологических карт для разных частей Алтае-Саянской области.

Проблематичные по возрасту и слабо различимые по литологическому составу континентальные осадки широко распространены в северо-западных предгорьях Восточного Саяна и в пределах обрамляющих его впадин – Назаровской и Чулымо-Енисейской. Грубые аллювиальные песчано-галечные породы нижней юры и коры выветривания, развитые на палеозойских породах, перекрыты здесь также грубообломочными аллювиально-пролювиальными осадками, залегающими в виде изолированных пятен в древних эрозионных понижениях и на междуречных пространствах. Они не содержат органических остатков и почти во всех случаях параллелизация разрезов вызывает затруднения в связи с прерывистым распространением, незначительной мощностью и многими общими признаками, такими как выветрелость гальки, цвет и др.

По поводу генезиса и возраста этих отложений не существует единой точки зрения. Песчано-галечные отложения, вскрытые в береговых обрывах р. Большой Кемчуг, в районе пос. Труд-городок, М.К. Коровин [1963] включал в состав меловых отложений, Л.А. Рагозин [1936] – в состав илекской свиты неокома. А.Р.Ананьев [1947] объединил в кемчугскую свиту, более молодую, чем угленосные отложения юры. Так называемые покровные галечники, обнажающиеся западнее на водоразделах рек Кача, Большой и Малый Кемчуг, В.М. Лавриков и Н.А. Мулик в 1968 г. сопоставляли с мио-плиоценовыми отложениями кирнаевской свиты[1], выделенной К.В.Боголеповым [1961] в смежных районах Енисейского кряжа, а С.А. Архипов и Н.А. Кулькова [1965] – с бельской свитой того же региона. Аллювиально-пролювиальные отложения, сохранившиеся в виде небольших пятен в пределах Назаровской впадины у сел Ельник, Шарапово и др. по Ю.Д.Матвееву и В.А.Селиванову (исследования 1969 г.) имеют плиоценовый возраст[1]. К этому же возрасту Ю.Д. Матвеев и В.А. Селиванов относят аллювиально-пролювиальные отложения в бассейне р. Урюп, которые А.А.Моссаковский [1975], вслед за С.Г. Мирчинком и А.Р. Бурачеком (работы 1943 г.), считает синхронными формированию древних ложбин стока в пределах Кузнецкого Алатау и на основании выветрелости материала и соотношения с более молодыми отложениями относит к верхнеплиоцен-четвертичному времени. Все вышеприведенные разрезы проблематичных по возрасту отложений и подстилающие их юрские осадки были подвергнуты литолого-минералогическим исследованиям под руководством Н.В. Ренгартен (рисунок).

При этих исследованиях особое внимание уделялось минеральному составу и микроструктуре глинистого вещества, а также другим

---

[1] Устные сообщения.

особенностям осадков, отражающим климатические или генетические условия литогенеза. На основании совокупности данных проводились рекогносцировки палеоклимата, уточнялись фациально-генетические типы отложений и корреляция разрезов. При этом выяснилось, что осадки изученных разрезов могут быть разделены на различные возрастные и генетические группы, четко отличающиеся по климатическим условиям формирования от подстилающих отложений юры.

1. В минеральном составе глинистого вещества юрских отложений преобладает каолинит. Эти отложения имеют обычно серый цвет за счет насыщения органикой. В составе тяжелой фракции преобладает циркон – до 30%, в легкой – кварц – до 40%, в большом количестве встречаются кремнистые агрегаты. О формировании юрских осадков в условиях жаркого влажного климата, кроме наличия соответствующих флористических остатков и палинологических комплексов, свидетельствуют признаки выветривания материала в процессе диагенеза, что особенно четко прослеживается на постепенном преобразовании биотита в каолинит. Основная же масса каолинита в юрской толще связана с переотложением кор выветривания.

2. Наиболее типичные разрезы отложений, отнесенных ко второй группе, находятся вдоль железной дороги у станций Кача, Тупик, Полезная, Зеледеево, у сел. Сухая, Бодалык и в долине руч. Средний Ключ (бассейн р. Бирюса). Здесь они отличаются хорошей слоистостью, выражающейся в чередовании прослоев и линз галечника хорошей и средней окатанности, песка и гравийника, ожелезненности, местами омарганцованностью. Размер обломков достигает иногда 40–50 см в диаметре. При этом наряду с хорошо окатанными обломками присутствуют и остроугольные. Мощность описываемых образований колеблется от 2,5 м, в разрезе Средний Ключ, до 60 м у станции Зеледеево (по данным бурения). В строении толщи принимает участие материал различной степени выветрелости полимиктового состава; эффузивы, кремни, песчаники, гранитоиды и т.д. Глинистая часть состоит из монтмориллонита и гидрослюд. В составе тяжелой фракции преобладает эпидот – до 74%, роговая обманка – до 26%, очень мало циркона. Легкая фракция содержит до 30% плагиоклаза и до 30% слюды. Обломочный материал несет на себе четкие следы преобразования вещества в процессе диагенеза в условиях теплого влажного климата, обеспечивающего привнос органических кислот. Особенности минерального состава отложений и характера выветрелости отражают климатические условия не только предшествовавшие седиментации, но и сопровождавшие ее. Перед накоплением осадков господствовал теплый влажный климат, способствовавший развитию кор выветривания. При интенсивном размыве выветрелый материал вместе с невыветрелым поступал в область седиментации и подвергался дополнительным изменениям в процессе диагенеза при сохранении тех же климатических условий, но в целом менее теплых и менее влажных, чем в юрское время. В нижних частях разреза аллювиально-пролювиальных отложений у ст. Ка-

ча и с. Бодалык С.А.Архиповым и Н.А. Кульковой была обнаружена пыльца олигоцена [1965].

3. Отложения третьей группы представлены маломощными, 1,5–12 м, плохо сортированными галечниками с охристым песчаным и суглинистым заполнителем, перекрытыми местами коричневыми и красновато-коричневыми глинами и суглинками. Для последних, наряду с красноватой окраской, характерно местами наличие остроугольных обломков, незначительное содержание гальки, слабо выраженная слоистость, изредка наличие карбонатных стяжений. В составе галечников преобладает хорошо окатанная разнообразная по составу и размеру (2–10 см) галька темной и красноватой окраски.

Для минерального состава красноцветных образований характерен очень низкий процент тяжелой фракции, близкой по составу к подстилающим породам и состоящий в основном из гидроокислов железа. Глинистая фракция имеет монтмориллонитовый и гидрослюдистый состав. Текстура породы микрокомковатая с обилием железистых включений (микробобовин), гумуссированных комочков, нитевидных корешков, нацело минерализованных монтмориллонитом. Равномерное окрашивание породы маловодными окислами железа свидетельствует об образовании осадков в условиях переменно влажного климата. Во влажные периоды фульвокислоты переводили железо в подвижные органоминеральные соединения, а в сухие происходило разрушение соединений и окрашивание породы. В несколько менее влажном климате шло формирование красноцветных отложений у сел Бодалык и Бодаложная и при еще более сухом и прохладном – в разрезах у ст. Заледеево и с. Тарханка. Здесь, при той же микрокомковатой структуре, глинистые комочки имели более высокую водоустойчивость, среди них отмечались обильные железисто-марганцевые включения. Указанные особенности маломощных красноцветных образований позволяют отнести их в основном к делювиальным образованиям, переработанным почвенными процессами. На протяжении формирования этих условно относимых к плиоцену отложений намечается общая тенденция изменения климата в сторону сухости и похолодания.

4. К четвертой группе отнесены бурые хорошо окатанные галечники с корочкой пустынного загара и песчаным заполнителем, отмеченные в бассейнах рек Чулым и Урюп на поверхности их высоких террас, где мощность галечников достигает 12 м. В минеральном составе этих, более молодых аллювиально-пролювиальных отложений, характерно присутствие роговой обманки. Отличительным признаком является также слабое преобразование глинистого вещества, имеющего гидрослюдистый состав. На основании соотношений с более молодыми террасовыми отложениями они отнесены по возрасту к плиоцен – плейстоцену.

Северо-западная периферия Восточного Саяна относится к относительно стабильным районам, где сохранились наиболее древние элементы рельефа, позволяющие установить, что каждый из выде-

ленных комплексов кайнозойских отложений различается между собой не только по палеоклиматическим, но и по палеогеоморфологическим условиям формирования.

Характер распространения в общем грубообломочных аллювиально-пролювиальных олигоценовых осадков, их соотношения с вмещающим рельефом, полимиктовый состав, связанный с увеличением площади водосбора, свидетельствуют об оживлении тектонических движений в областях сноса и о выносе обломочного материала по системе эрозионных ложбин, заканчивающихся широким пролювиальным шлейфом. На географическое положение питающей провинции отчетливо указывает наличие в олигоценовых осадках саянских пород – галек кварцево-кремнистого состава и кислых эффузивов девона.

В последующее более спокойное время происходило делювиальное перераспределение разновозрастного песчано-галечного материала и переотложение кор выветривания, сопровождаемое формированием широких долинообразных понижений и выровненного рельефа. При этом были сглажены верхнеолигоценовые более яркие формы и местами откопаны древние докурские поверхности выравнивания. Примесь невыветрелых обломков местных пород свидетельствует о том, что процессами денудации частично были захвачены склоны рельефа, лишенные коры выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

Алтае-Саянская горная область: (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М., Наука, 1969.

Ананьев А.Р. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна. – Учен. зап. ТГУ, 1947, № 9.

Архипов С.А., Кулькова Н.А. Новые данные об олигоценовых и неогеновых отложениях Чулымо-Енисейской впадины. – Геология и геофизика, 1965, № 12.

Боголепов К.В. Мезозойские и третичные отложения восточной окраины Западно-Сибирской низменности и Енисейского кряжа. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.

Коровин М.К. Геология Западной Сибири по новейшим данным. – В кн.: Материалы по геологии Сибири, посвящ. юбилею М.А. Усова. Томск, 1963.

Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР. М.: Недра, 1974.

Моссаковский А.А. Орогенные структуры и вулканизм палеозоя Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975.

Рагозин Л.А. Геологический очерк района трассы Ачинск-Енисейск. – В кн.: Материалы по геологии Западно-Сибирского края, № 90. Томск, 1936.

814

V. ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

И. М. ЗЕЙДИС, Ю. Г. СИМОНОВ, А. М. ТРОФИМОВ

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

Прогнозирование экзогенных процессов, как научная проблема стало актуальным в последнее время для ряда наук в связи с тем, что человек все чаще и чаще вмешивается в ход процессов соответственного развития. Бурное развитие производительных сил, рост народонаселения и связанные с ними непредвиденные изменения почвенного и растительного покровов приводят к изменению темпов многих природных процессов, в том числе и процессов экзогенного рельефообразования. Для предупреждения нежелательных последствий и стали особенно необходимыми прогнозы. Естественно, что для регулярной прогностической работы необходима теория, на которую могли бы опираться прогнозы.

Любая частная и общая теория, в том числе и теория прогнозирования экзогенного рельефообразования, складывается из трех элементов:

1. Определение предмета исследования (в нашем случае предмета прогнозирования)
2. Определение некоторых общих свойств изучаемого предмета, общих и частных законов, определяющих его поведение
3. Определение методов исследования.

Предметом прогнозирования экзогенного рельефообразования являются комплексы форм рельефа экзогенного происхождения, процессы их формирующие, парагенетические комплексы экзогенных процессов и их хронологические серии, а также комплекс отложений, возникающих при экзогенном рельефообразовании. Составление прогнозов экзогенных процессов рельефообразования опирается на научный или практический заказ (потребность), который и позволяет уточнить предмет прогнозирования. Объект прогнозирования описывается с помощью некоторых параметров качественно и количественно), каждый из которых или вся их совершенность и является предметом прогнозирования. Это могут быть и тип процесса, и дата наступления определенного события, и скорость развития, и число объектов, и место, и время возникновения экзогенной формы, и объем вынесенных пород, и характер образовавшихся отложений, их мощность, состав и т.д.

Предмет прогнозирования следует выбирать в соответствии со сроками прогнозирования. Одни из свойств (параметров), описыва-

ющих рельеф, меняются быстро, другие медленно; например экспозиция склона меняется медленнее, чем его крутизна; еще более часто изменяются типы процессов, моделирующих склоны. Поэтому продолжительность срока упреждения (или прогнозный лаг) может некоторым образом изменить набор прогнозируемых параметров.

Для теории прогнозирования нужна классификация прогнозов по длительности сроков упреждения. Кажется рациональной следующая схема классификации:

1. Текущие прогнозы (ежедневные, декадные, месячные) необходимы для быстропротекающих современных явлений (сход лавин, селей и т.п.).

2. Оперативные со сроком упреждения в 1 год необходимы для уточнения ежегодных планов мероприятий, предупреждающих развитие опасных явлений.

3. Многолетние (сроком до 5 лет) прогнозы необходимы для составления пятилетних планов защиты территории и рационального землепользования.

4. Стратегические (долгосрочные, сроком от 15–20 и до 100 лет) прогнозы необходимы для определения стратегии развития хозяйства и рационального природопользования при составлении долгосрочных многолетних (15–25-летних) планов.

5. Естественно-исторические (сроком свыше 100 лет) прогнозы.

Каждый из видов экзогенных процессов имеет свое характерное время, в течение которого возникают условия для образования той или иной формы, для формирования наиболее типичных ее черт. Поэтому для определенного вида прогнозирования (скажем многолетнего) в каждых конкретных геолого-географических условиях должны отбираться свои собственные объекты прогнозирования и их параметры.

Предмет прогнозирования в известной мере зависит от имеющихся в распоряжении исследователя материалов. Нередко в том месте, в котором инженеры, планировщики, ответственные руководители требуют от научного работника конкретный прогноз событий, может не оказаться данных многолетних наблюдений. И, конечно, при отсутствии необходимых материалов далеко не все возможно прогнозировать. Можно думать и наоборот, если практика требует прогноза определенных свойств, то для решения этого вопроса необходимы и строго определенные материалы.

Наличие этих материалов, заданный срок прогнозирования определяют и точность прогнозирования. Необходимо, чтобы наряду с развитием прогнозирования геоморфологи научились определять величину и вероятность ошибок прогнозирования.

Теория прогнозирования должна иметь и некоторые общие принципы. В качестве такого общего принципа, из которого должны исходить теория и практика составления прогнозов, можно принять утверждение о том, что экзогенные процессы, формы рельефа, ими созданные и комплексы рыхлых отложений образуют целостные объекты, которые можно рассматривать как сложные систе-

814

мы (морфолитосистемы). О необходимости системного подхода в прогнозировании также писали Э.Э. Титов, И.Б.Петров, Б.П.Агафонов.

В системном подходе, который развивает традиционный генетический геоморфологический анализ, главные акценты делаются на изучение механизма явлений, наличие обратных связей. Многие из морфолитосистем работают как интеграторы. Они обладают некоторой памятью, которая определяется временем наиболее длительного пути прохождения внешних импульсов, преобразующих систему. Системный подход в прогнозировании позволит определить и набор конкретных методов прогнозирования. Исследования показывают, что взаимосвязи внутри систем обладают сложной структурой. На долю бинарных связей приходится не более 5–6% дисперсии, в то время как многомерный анализ позволяет выявить связи, обеспечивающие до 50% дисперсии.

При прогнозировании экзогенных процессов рельефообразования важно учитывать разные аспекты времени. Каждый процесс распадается на несколько различных, следующих одна за другой стадий. Переход из стадий в стадию сопровождается нередко изменением качества объекта. Отсюда возникают известные ограничения для использования тренд–анализа или простой экстраполяции. Переход из одной стадии в другую с изменением качества системы можно рассматривать как смену состояний. Изменение состояния (является всегда ответом на внешнее воздействие. Оно осуществляется не сразу, а требует некоторого времени (времени "релаксации"). Обычно это время отделяет одно состояние динамического равновесия от другого равновесного состояния. Этот промежуток времени иногда называют "характерным временем" процесса (Ю.Г. Симонов, И.М. Зейдис). В течение этого времени возникает как бы нестационарный направленный процесс, прогнозирование которого сопряжено с рядом неопределенностей. После адаптации системы неопределенность ее поведения исчезает (Вардомский).

Есть некоторые особенности и у географического пространства; они полно раскрываются при выявлении совокупности физических отношений между географическими объектами (А.М. Трофимов). Эти отношения могут быть предметом специального картографирования с последующим составлением прогнозно–геоморфологических карт.

Методы прогнозирования. Современная прогностика располагает более чем 100 методами прогнозирования. Основными в опубликованных ныне работах являются: методы логического анализа (составление понятийных моделей), методы пространственных и временных аналогий, метод анализа кривых распределения и методы корреляционного и регрессивного анализа, причем последние в известной мере основываются на методе аналогий и т.д.

Выбор метода прогнозирования диктуется по крайней мере тремя группами факторов: предметом прогнозирования, сроками упреждения и наличием определенного рода материалов. Все методы можно сгруппировать в три группы (см. ниже классификацию).

814

1. Методы качественного (интуитивного) прогнозирования.
2. Статистические методы.
3. Методы построения имитационных моделей.

Первая группа является главной, она опирается на предшествующий опыт науки. В прогнозной работе она как бы предваряет другие методы, а в ряде случаев для сверхсрочного прогнозирования (сроком свыше 100 лет) может оказаться единственно возможной. Этими методами можно воспользоваться и в том случае, если необходимо произвести прогнозирование в условиях отсутствия достаточно длинного ряда наблюдений. Методы качественного прогнозирования можно разделить на три подгруппы:

1. Методы логического анализа (морфологического членения).
2. Методы пространственно-временных аналогов.
3. Методы экспертных оценок.

Методы логического (морфологического) анализа предполагают разделение сложного объекта на части для установления причинно-следственных отношений и определения возможной траектории событий. Прогнозы этого типа имеют часто условный (в известном смысле неопределенный) характер. Например, прогноз может иметь следующий вид: если климат изменился так, что растительность станет более разреженной (или ее уничтожит человек), то на склоне определенной крутизны возникнут эрозионные формы: промоины, овраги и др. Если у нас есть представления о скорости зарождения этих форм, то могут быть высказаны предположения и о времени наступления событий. Такое высказывание можно проверить лишь на базе опыта науки. В известном смысле такой прогноз (высказывание) имеет субъективный характер, так как опирается не только на опыт науки, но и на опыт отдельного ученого или опыт той научной школы (группы), к которой принадлежит ученый, составивший прогноз.

Методы пространственно-временных аналогий являются как бы усилением первого метода. Особенно это справедливо для метода пространственных аналогий, так как прогноз в этом случае звучит условно: "На данной территории через 20 лет будет так же, как сейчас это можно видеть на другой территории". Такое высказывание уже можно проверить. При использовании с целью прогнозирования временных (палеогеографических) аналогий следует иметь в виду, что в палеогеографической реконструкции содержится некоторая ошибка, которая при составлении прогноза будет перенесена на объект прогнозирования. В основе методов аналогий лежит сравнительно-географический метод. Удачи прогнозирования здесь в большой степени зависят от того, насколько хорошо подобраны территории-аналоги.

Метод экспертных оценок занимает как бы промежуточное положение между методами чисто качественными и статистическими. Он качественен потому, что в его основе лежит опыт ученого. Но здесь уже пытаются использовать не единственное мнение прогнозиста, а коллективное мнение группы экспертов. Соби-

рается группа экспертов, или предлагается анкета, а затем полученные результаты статистически обрабатываются. Процедуры экспертных оценок различны.

Статистических методов прогнозирования много. Их также можно разделить на подгруппы. Они показаны в классификации. Статистические методы можно рассматривать как продолжение логического анализа, так как любое чисто качественное высказывание можно превратить в количественное и собрать статистику. Следует помнить, что статистические методы не лишены субъективности, и наличие или отсутствие статистических связей не является еще доказательством физически протекающих процессов. Для правильности суждений об истинности полученных с помощью статистики выводов следует большее внимание уделять анализу способов получения материалов и оценке критериев выбора статистического аппарата для прогнозирования.

Статистические методы обладают большими достоинствами: они просты и поэтому первыми появляются на пути математизации нашей науки.

Аналитические методы – третья группа методов прогнозирования. Нетрудно видеть, что в основе их построения лежит логика нашей науки. Просто в этом классе моделей доведены до физического истолкования те взаимосвязи и взаимоотношения, которые в соответствии с опытом нашей науки существуют в природе.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

1. Методы качественного (интуитивного) прогнозирования
   - 1.0.1. Методы логического анализа (морфологического членения)
   - 1.0.2. Методы пространственно-временных аналогий
   - 1.0.3. Методы экспертных оценок
2. Методы количественного прогнозирования (расчетные методы)
   - 2.1. Статистические методы
     - 2.1.1. Анализ кривых распределений
     - 2.1.2. Анализ мер сходства и различия
     - 2.1.3. Регрессионный анализ
     - 2.1.4. Корреляционный анализ
     - 2.1.5. Информационный анализ
     - 2.1.6. Методы анализа пространственно-временного соседства
     - 2.1.7. Методы экстраполяции случайных процессов
   - 2.2. Аналитические методы
     - 2.2.1. Анализ эволюционных графов
     - 2.2.2. Анализ динамики процессов в стационарном режиме
     - 2.2.3. Анализ динамики нестационарных процессов при условии адаптации
     - 2.2.4. Анализ динамики нестационарных процессов с учетом памяти
     - 2.2.5. Анализ динамики процессов с ограниченными ресурсами
     - 2.2.6. Сложные имитационные модели.

Геоморфологическое прогнозирование делает свои первые шаги. В период своего становления оно неизбежно будет опираться на опыт смежных географических наук, имеющих уже некоторый опыт составления прогнозов. Несомненно, что большую помощь окажет наука прогностика, разрабатывающая общие принципы и методы прогнозирования. Не исключено, что прогнозирование выдвинет новые проблемы и в теории геоморфологии. Вероятно потребуются и специальные кадры, хорошо знающие и предмет геоморфологии, и имеющие опыт в области моделирования и использования ЭВМ.

Э. Э. ТИТОВ

ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РАЗВИТИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ
(на примере склоновых процессов)

Разработка научных основ различных видов прогнозирования (общегеографических и частных, долговременных и краткосрочных, перспективных и ретроспективных) представляет собой одну из наиболее актуальных проблем современной географии, в первую очередь, в связи с обоснованием принципов рационального природопользования.

Вполне естественно, что общая теория научного географического прогноза [Сватков, 1974] опирается также и на специальные (частные) теории экзогенных рельефообразующих процессов (гипергенеза, коллювиальных, флювиальных, гляциальных и т.д.). При этом обязательно учитываются также внешние условия среды и главные факторы (геологические, географические и антропогенные; динамические и статистические) развития того или иного экзогеоморфологического процесса.

Главные закономерности рельефообразующей деятельности экзогенных процессов основываются на фундаментальных законах природы: сохранения и превращения вещества и энергии, тяготения, географической зональности (широтной и высотной), развития (направленности и необратимости; цикличности и ритмичности; единства прерывистости и непрерывистости), взаимообусловленности и взаимосвязи компонентов ландшафтной оболочки; ее структурности и системности и т.д.

Методы прогнозирования составляют две большие группы: эмпирические и теоретические (качественные и количественные). Первые восстанавливают естественное развитие природных процессов в конкретных геологических и географических условиях региона за интересующий промежуток времени. Сюда входят различные палеогеоморфологические реконструкции и служба стационаров. Вторая группа методов включает лабораторное и математическое моделирование на основе имеющихся разработанных геоморфологических

теорий. Необратимое изменение природы на протяжении всей геологической истории Земли исключает возможность прямого применения метода актуализма как для реконструкции экзогенных рельефообразующих процессов геологического прошлого ("ретроспективный прогноз"), так и для их прогнозирования на будущее ("перспективный прогноз").

Применение в геоморфологии общей теории систем (ОТС) и системного анализа обещает открыть новые возможности для проникновения в глубинные связи и закономерности природных процессов и явлений. Правда, в настоящее время сама ОТС еще далека от совершенства [Садовский, Юдин, 1969], а опыт ее прикладного использования весьма невелик [Арманд, 1963; Барлас, Ранцман, 1971; Новые идеи в географии, 1976–1977; Демек, 1977; Системные исследования природы, 1977; Ханвелл, Ньюсон, 1977]. По мнению Ю.А. Урманцева, к которому я всецело присоединяюсь, "в конечном счете, на выходе ОТС должна дать в руки исследователей своеобразный перечень: 1) того что должно быть, 2) что может быть, 3) чего не может быть для систем – материальных или идеальных. Поэтому построенная так ОТС должна быть способной к: 1) обобщениям, 2) предсказаниям, 3) объяснениям, 4) постановке новых вопросов, 5) связям с важнейшими научными теориями и принципами. Наконец, 6) ОТС должна быть истинной и правильно построенной" [1978, ст. 7]. Геоморфология, по моему мнению, с помощью системного анализа должна решать вопросы, касающиеся: 1) структуры геоморфологической системы; 2) взаимосвязей ее элементов; 3) массоэнергетического потенциала системы, определяющего ее как целостный природный объект; 4) взаимоотношений системы и среды; 5) эволюции системы (что имеет немаловажное значение в прогностических исследованиях). Геоморфологические системы относятся в подавляющем большинстве случаев к неживой природе (за исключением антропогенных геоморфологических ландшафтов, несущих особую смысловую информацию), поэтому было бы неверно наделять их даже зачатками разума, как это пытаются делать некоторые исследователи [например, А.В. Поздняков, 1976].

Большие трудности связаны с выделением геоморфологических систем в натуре. Основоположники системного анализа (Л. фон Берталанфи, У.Росс Эшби, М.Д. Месарович, П.Акоф, К.Боулдинг и др.) единодушны во мнении, что любая исследуемая система представляет собой элемент системы более высокого порядка, а элементы любой исследуемой системы, в свою очередь, обычно выступают как системы более низкого порядка, то есть существует практически бесконечная иерархия систем [Садовский, Юдин, 1969]. Таким образом, объем системы непостоянен и зависит от поставленной задачи, а ее границы (если можно вообще так говорить) неопределенны, подвижны и существуют только в рамках поставленной задачи. Поэтому здесь очень важно с методологической точки зрения соблюдать следующее правило: поскольку каждая конкретная

система информативна в узком спектре (интервале), постольку ее объем и структурный уровень организации должны строго соответствовать поставленной задаче, т.е. необходимо соблюдать принцип компетентности системы. В этой связи я предлагаю следующее определение: "Геоморфологическая система" (ГС) есть комплекс разнообразно взаимодействующих в рамках поставленной задачи элементов, находящийся также в определенной связи с окружающей средой.

Замкнутые (закрытые, изолированные) системы в геоморфологии практически неизвестны – между любыми геоморфологическими объектами имеется обмен либо энергией, либо веществом, либо информацией, т.е. они так или иначе связаны друг с другом и со средой.

Чрезвычайно важны для познания сущности явлений природы законы и категории материалистической диалектики. Так в частности, игнорирование универсальности и обязательности взаимосвязи общего и единичного в учении о склонах привело к тому, что чуть ли не каждый частный склоновый процесс признается обособленным и уникальным. Это, конечно, не так. В настоящее время принципиально различается весьма ограниченное число элементарных механизмов склоновых процессов: обрушение, скольжение, течение, сползание и смыв – в зависимости от того, непосредственно или опосредствованно воздействует сила тяжести на частицы или блоки рыхлого покрова склонов. Все склоновые процессы совершаются в гравитационном поле Земли, поэтому они однонаправлены от более высокого гипсометрического уровня к более низкому, то есть в сторону убывания величины потенциальной энергии и увеличения энтропии. Первые четыре названных процесса совершаются самопроизвольно в соответствии с законами механики сплошных сред и реологии; смыв же совершается опосредствованно, с помощью текущей воды, поэтому делювиальный процесс является граничным между собственно гравитационными склоновыми и флювиальными процессами, а делювий имеет черты, присущие водным осадкам (например, слоистость). Выявление механизма каждого элементарного процесса основано на анализе однотипных естественных процессов, которые совершаются в определенных климатических условиях и поэтому всегда конкретны, единичны. Вместе с тем, в каждой конкретной разновидности склонового процесса существует что-то от общего, универсального, в то время как этого общего в чистом виде в природе не существует. Непосредственному наблюдению поддаются только конкретные единичные склоновые процессы, общее же возможно либо как мысленное обобщение ряда отнотипных единичных процессов, либо как некоторое упрощенное подобие – в виде единичного естественного процесса в оптимальных для данного типа склонового смещения природных условиях. Общее для гомогенной группы склоновых процессов – их механизмы – является универсальным, азональным, в то время как единичные склоновые процессы всегда зональны. Диалектический принцип генетической связи обще-

Таблица

Климатическая классификация солифлюкции и десерпции

Тип (азональный)	Подтип (зональный)	Вид
Солифлюкция – течение насыщенного водного грунта, обогащенного в различной степени глинистыми коллоидами вне зависимости от источника влаги и типа климата	1. Тропическая солифлюкция, или термосолифлюкция – течение покровных образований, богатых глинистыми коллоидами в условиях влажного и жаркого климата; влага поступает от обильных зенитальных и муссонных тропических ливней	Быстрая Медленная
	2. Солифлюкция умеренной зоны, или дефляция – течение обломочно-мелкоземного грунта в условиях влажного умеренного климата; влага поступает от дождей, таяния снега и маломощной сезонной мерзлоты	Быстрая Медленная
	3. Полярная солифлюкция, или криосолифлюкция – течение обломочно-мелкоземистого материала в условиях холодного климата с избыточным увлажнением грунта и развитием вечной и сезонной мерзлоты; влага поступает от таяния мерзлоты обоих видов снега и дождей	Быстрая Медленная
Десерпция – сползание несвязанного обломочного материала под суммарным действием силы тяжести и гидротермических движений	1. Аридная десерпция, или термодесерпция – оползание грунта, при котором основную роль играют колебания температуры (однако переходы ее через $0^{\circ}C$ не обязательны); грунты большую часть года сухие, поэтому значение колебаний влажности в этом подтипе сползания крайне незначительно	
	2. Десерпция умеренной зоны, или собственно десерпция – сползание грунта, при котором все три составные части гидротермических движений проявляются в равной мере, т.к. грунты довольно часто увлажняются, температура колеблется постоянно, а переходы ее через $0^{\circ}C$ особенно часты в весенне – осенние периоды	

Продолжение таблицы

Тип (азональный)	Подтип (зональный)	Вид
	3. Полярная десерпция, или криодесерпция – сползание грунта, при котором существенную роль играют колебания температуры, совершающиеся в большинстве случаев с переходом через 0°С; грунты часто увлажнены и переувлажнены, однако роль влаги в этом подтипе десерпции ярче проявляется в ее качественных (фазовых) изменениях, чем количественных	

го и единичного[1] предлагался нами [Титов, 1971*а*; 1976] не только для выявления существа природных явлений, но также и для их систематики и терминологии [Титов, 1976*б*; Тимофеев, 1978]. Изложенную выше идею можно проиллюстрировать на примере систематики таких широко распространенных и хорошо известных склоновых процессов, как солифлюкция и десерпция (таблица).

Еще одним примером удачного применения законов природы при прогностических исследованиях, особенно теоретического характера, являются широко используемые в физической географии балансовые методы расчета расходов вещества и энергии: водный баланс в гидрологии, тепловой баланс в метеорологии и климатологии, баланс рыхлого материала в геоморфологии, баланс снега и льда в гляциологии, баланс вещества в карстоведении и т.д. Балансовые методы расчетов расходов вещества и энергии подводят надежную базу для применения в геоморфологии количественных методов (аналитических уравнений и расчетов по ним). В качестве примера рассмотрим баланс рыхлого материала на склонах [Хворостова, 1971; Титов, 1971*а*; 1973; 1974; Карташов, 1975].

Движение рыхлого материала на склоне можно с известной долей условности рассматривать как своеобразный поток наносов (рис. 1). В таком случае, до определенного предела проводят аналогию с водным потоком, к нему применимы такие понятия как "баланс коллювия" (*БК*), "нормальная мощность коллювия" (*НМК*), "продольный профиль потока наносов" (он же "поперечный профиль склона" (*ПС*), "базис денудации склона" (*БДС*).

[1] Общее существует и проявляется лишь через единичное, а каждое единичное в той или иной мере присутствует в общем; любое единичное связано с другими единичными как непосредственно, так и через общее [Кондаков, 1971].

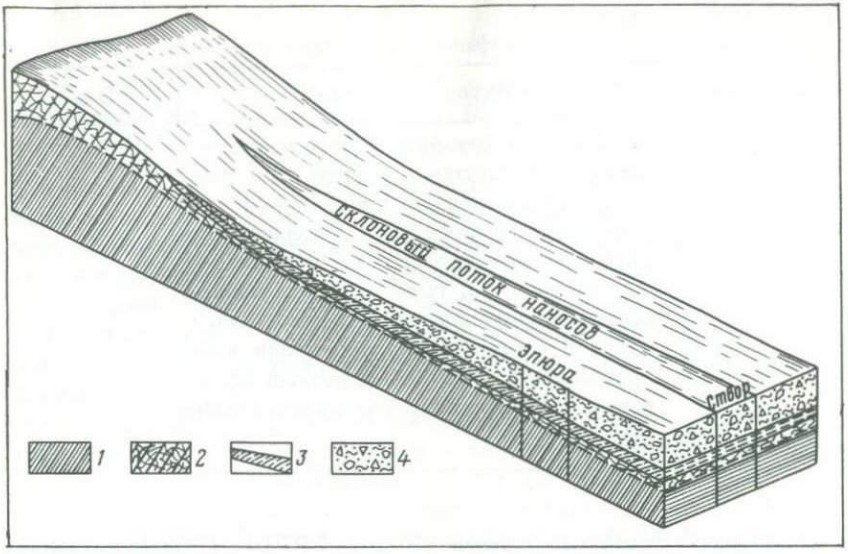


Рис. 1. Склоновый поток наносов
1 – коренные породы; *2* – зона выветривания коренных пород; *3* – горизонт (или слой) "кос"; *4* – коллювий

Баланс коллювия ($БК$) в любой точке склона (рис. 2) определяется количеством рыхлого материала, поступившего в данную точку (створ) сверху ($К_п$ – коллювий приноса) и из зоны выветривания ($К_в$ – коллювий выветривания), и количеством материала, вынесенного из точки или створа ($К_с$ – коллювий сноса). Определенный таким образом еще в 1938 г. Ю.А.Билибиным $БК$ можно записать: $БК = К_п + К_в - К_с \gtrless 0$. Величина $К_п$ и $К_с$ определяется соответствующим типу склонового движения способом на геоморфологических стационарах как среднемноголетние (сезонные могут сильно различаться) скорости движения коллювия выше и ниже рассматриваемой точки (створа). Составляющая $К_в$ определяется скоростью выветривания петрографических разностей материнских пород на тех же стационарах, а косвенно– по строению и мощности профиля зоны выветривания [Коломенский, 1952; Матвеев, 1972; Измайлов, 1975; Клюкин, Толстых, 1977] и сопоставления ее с нормальной мощностью элювия ($НМЭ$). Для этого предварительно $НМЭ$ устанавливается для каждого конкретного района и затем сопоставляется с реально наблюдаемыми мощностями элювия ($МЭ$). Таких соотношений в общем виде может быть три: $МЭ = НМЭ$, $МЭ > НМЭ$, $МЭ < НМЭ$. В первом случае ($МЭ = НМЭ$) формируется нормальный профиль элювия, в котором хорошо развиты все структурные элементы (горизонты) нормальной мощности, который наиболее полно отвечает новым близповерхностным термодинамическим условиям существования коренных материнских пород и который может су-

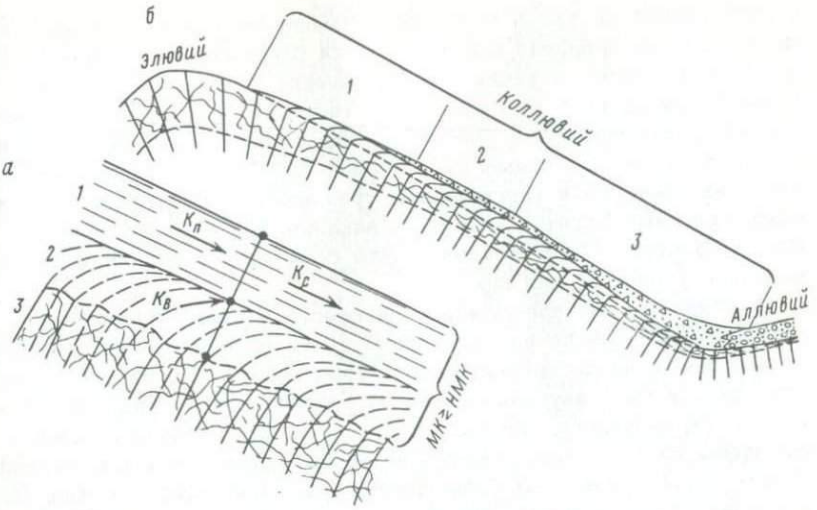


Рис. 2. Баланс коллювия *(а)* и динамические фазы склонов *(б)*

а – составляющие баланса коллювия: *1* – транзитный горизонт; *2* – горизонт "кос"; *3* – зона выветривания; $БК = K_В + K_П - K_С \gtrless 0$

б – схема динамических фаз склона: *1–3* – фазы: *1* – инстративная, БК < 0; МК < НМК; *2* – перстративная, БК = 0; МК = НМК; *3* – констративная, БК > 0; МК > НМК

ществовать в этих условиях бесконечно долго в равновесном состоянии (перстративный элювий). Второй случай ($МЭ > НМЭ$) отражает тенденцию увеличения мощности элювия и характеризует переход элювия в кору выветривания предельной мощности ($МЭ = max$) вплоть до полного прекращения выветривания материнских пород (констративный элювий). Третий случай ($МЭ < НМЭ$) описывает дефицит массы элювия вплоть до экспонирования материнских пород ($МЭ = 0$) на дневную поверхность (инстративный элювий). Вообще же предельная мощность зоны выветривания определяется глубиной проникновения ведущих агентов выветривания – колебаний температуры и влажности и глубиной промерзания – оттаивания.

Величина баланса коллювия (положительная, отрицательная, нулевая) отражает динамическую фазу развития склона, однако прямых аналогий с динамическими фазами рек здесь проводить нельзя, и вот почему. Приходная часть баланса аллювия (*БА*) для рек складывается из поступлений от глубинной и боковой эрозии самого водного потока в пределах ширины его пояса меандрирования (собственно аллювий) и со склонов (коллювий склонов и коллювиально-аллювиальный материал террасоувалов). Поэтому дефицит аллювия на определенном участке долины или в конкретном створе может частично или полностью компенсироваться за счет поступлений с прилегающих склонов долины, то есть со стороны, "извне"

данной речной системы, что может замедлить или даже полностью предотвратить врезание водотока. Если рассматривать горные склоны в аналогичной ситуации, то совершенно очевидно, что такого "извне" для склонов не существует (если не принимать во внимание элювий водораздельных участков междуречий): им неоткуда больше брать материал, кроме как "из-под себя", а это неизбежно ведет к их деструкции (деградации, срезанию). Наблюдения над горными склонами Крыма, Алтая, Забайкалья, Восточной Сибири и Северо-Востока СССР показали, что состояние срезания является наиболее типичным для них.

В связи с этим чрезвычайно интересно и важно рассмотреть состояние равновесия на склонах. С точки зрения физики, частицы, расположения на негоризонтальных поверхностях (склонах), постоянно находятся в неуравновешенном состоянии и потенциально готовы к перемещению. Поэтому частицы рыхлого покрова склонов выведены из состояния равновесия самим существованием склонов. И чем круче склон, тем более неустойчиво положение частиц. Если крутизна склона превосходит угол естественного откоса, определяемый физико-механическими свойствами природных грунтов, то частицы начинают самопроизвольное свободное перемещение (обвалы, осыпи, лавины). Если склон пологий, то преобладают связанные массовые движения материала (солифлюкция, десерпция). Как указывает С.С. Воскресенский [1971], перемещения коллювия отмечаются на склонах круче 2°.

Неразвивающиеся, статически равновесные склоны практически не характерны для горных стран, даже вечная мерзлота не способна полностью "законсервировать" склоны [Вялов и др., 1962]. Малоактивные склоны иногда встречаются в пределах крупных равнин и представляют собой обычно чрезвычайно пологие заросшие склоны невысоких холмов, курганов, могильников и т.п. Статически равновесные склоны не должны испытывать топографического изменения положения поверхности за счет экзогенной моделировки.

Развивающиеся склоны обычно находятся в неуравновешенном состоянии и лишь иногда – в состоянии динамического равновесия в котором для склонов целесообразно различать морфологическое и литологическое равновесия и которые не всегда совпадают даже для равновесных склонов. Динамическое равновесие склонов описывается следующим видом уравнения баланса коллювия:

$$БК = K_{п} + K_{в} - K_{с} = 0 \quad \text{или} \quad K_{п} + K_{в} = K_{с}.$$

Из приведенного уравнения следует, что это, в первую очередь, литологическое равновесие: приход рыхлого материала в данный створ равен его расходу. Однако, поскольку в состав приходной части баланса входит составляющая $K_{в}$ (поступает материал из зоны выветривания), то возможны следующие варианты динамически равновесного склона.

А. Если принос материала сверху практически равен нулю ($K_{п}=0$), то основная масса сносимого материала поставляется из зоны вы-

ветривания ($K_в = K_c$). Такая ситуация характерна для приводораздельных частей склонов, где принос сверху минимален или вообще отсутствует ($K_п \to 0$), а приходная часть $БК$ формируется в основном за счет поступлений обломочного материала "из-под себя" ($K_в \to max$). При этом предполагается, что весь мобилизованный выветриванием материал удаляется склоновыми процессами с данного участка склона ($K_в = K_c$). Постоянное и активное возобновление экспозиции материнских пород склона, в свою очередь, является залогом интенсивного их выветривания и поддержания равновесного $БК$. При этом условии достигается динамическое равновесие рыхлого материала ($МК = НМК$), но поверхность склона интенсивно снижается и топографического равновесия нет, поэтому данную динамическую фазу развития склона можно охарактеризовать как инстративную.

Б. Если поступление материала из зоны выветривания практически равно нулю ($K_в = 0$), то основная масса сносимого материала поступает в данную точку (створ) с вышерасположенных частей склона ($K_п = K_c$). При этом условии соблюдается не только литологическое равновесие ($МК = НМК$), но и равновесие поверхности склона: она стабильна топографически – перстративная фаза. Такое состояние известно для склонов транзита. Однако, даже и для них непременным условием существования является наличие "бронирующего" материнские породы склона горизонта, который по аналогии с аллювием можно назвать плотиковым колювием. Он предохраняет от коррозии зону выветривания и тем самым предотвращает снижение склона.

В. Если в приходной части $БК$ участвует материал из зоны выветривания и принесенный сверху ($K_п \neq 0$ и $K_в \neq 0$, а $БК = 0$), то равновесие рыхлого материала также соблюдается ($МК = НМК$), а поверхность склона понижается, но менее активно, чем в случае "А" (инстративная фаза). Наиболее типично это состояние для средних частей склонов денудации.

Таким образом, совершенно очевидно, что состояние динамического равновесия для склонов существенно отличается от такового для рек: равновесные склоны могут срезаться, а равновесные реки врезаться не могут. Выявить эти различия, а также подробно рассмотреть варианты развития равновесных склонов удалось только в результате применения балансового метода расчета расхода обломочного вещества. Применение метода баланса может оказаться полезным и для решения ряда других геоморфологических проблем, в частности, для составления перспективного геоморфологического прогноза.

Выше неоднократно подчеркивалась важность создания геоморфологических стационаров, поскольку составляющие $БК$ непосредственными наблюдениями могут быть получены только на них. Организация долгосрочных наблюдений на сети геоморфологических (географических) стационаров, оборудованных специальной измерительной аппаратурой и стандартной метеостанцией является первостепенным и необходимым условием также и для получения надежных прогно-

зов. Кроме того, это единственный путь для получения объективных данных и расчетных параметров для различных видов моделирования. Организацию подобных стационаров могут взять на себя региональные научно-исследовательские институты АН СССР и географические факультеты вузов. Первоочередные задачи организации: выбор типичных физико-географических условий (климатических, геологических, геоморфологических, почвенных, растительных и т.п.) для размещения стационаров, проектирование и изготовление стандартных приборов и измерительных инструментов для разнообразных наблюдений как на дневной поверхности, так и в толще рыхлых образований, разработка методик наблюдений за разнообразными рельефообразующими процессами (применение космических снимков, стереофотограмметрической съемки, астрономических геодезических наблюдений на реперах, повторных инструментальных съемок, меченых объектов, радио-телеметрических приборов, лазерных установок и т.д.). По-видимому, каждый такой стационар должен иметь своеобразный физико-географический сертификат, в котором фиксируются его типичные стандартные характеристики для возможности сопоставления его со стационарами в других ландшафтных зонах. Организацию широкой сети геоморфологических стационаров для обеспечения долгосрочного географического прогноза необходимо провести как можно раньше по ряду причин: во-первых, экспедиционный метод наблюдений за развитием рельефообразующих процессов малоэффективен и на сегодняшний день практически исчерпал себя; во-вторых, установление новых закономерностей рельефообразования в настоящее время возможно лишь на качественно ином уровне исследований (например, космическом или микроскопическом, но во всех случаях интенсивно приборовооруженным); в-третьих, скептики могут возразить, что, дескать, ощутимые результаты на стационарах могут быть получены лет через 50, но ведь если не начать эти наблюдения уже сегодня, то сами собой через 50 лет они не появятся наверняка.

ЛИТЕРАТУРА

Арманд А.Д. Обратная связь и саморазвитие рельефа. – В кн.: Вопросы географии, № 63. М.: Географгиз, 1963.

Барлас В.Я., Ранцман Е.Я. О моделях в геоморфологии. – Геоморфология, 1971. № 4.

Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: ГОНТИ, 1938.

Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971.

Вялов С.С., Гмошинский В.Г., Городецкий С.Э., Григорьева В.Г., Зарецкий Ю.К., Пекарская Н.К., Шушерина Е.П. Прочность и ползучесть мерзлых грунтов и расчеты ледогрунтовых ограждений. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Демек Я. Теория систем и изучение ландшафтов. М.: Прогресс, 1977.

Измайлов Я.К. Зона выветривания как индикатор тенденций развития пологих склонов (на примере Таманского полуострова). – Геоморфология, 1975, № 4.

Карташов И.П. Баланс рыхлого материала в денудационных (склоновых) процессах. – Геоморфология, 1975, № 2.
Клюкин А.А., Толстых Е.А. Изучение скорости современной денудации склонов гор. – Геоморфология, 1977, № 2.
Коломенский Н.В. Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей. М.: Госгеолиздат, 1952
Кондаков Н.И. Логический словарь. М.: Наука, 1971.
Матвеев Ю.Д. Динамика выветривания осадочных пород. М.: Наука, 1972.
Новые идеи в географии, М.: Прогресс; 1) 1976, т. 1; 2) 1978, т. 2; 3) 1977, т. 3.
Позднияков А.В. Развитие рельефа и некоторые закономерности формирования склонов. М.: Наука, 1976.
Садовский В.Н., Юдин Э.Г. Задачи, методы и приложения общей теории систем. – В кн.: Исследования по общей теории систем. М.: Прогресс, 1969.
Сватков Н.М. Основы планетарного географического прогноза. М.: Мысль, 1974.
Системные исследования природы. – В кн.: Вопросы географии, № 104. М.: Мысль, 1977.
Тимофеев Д.А. Терминология денудации и склонов. М.: Наука, 1978.
Титов Э.Э. Строение и развитие склонов гор Северо-Востока СССР (горные страны Черского, Колымская и Приохотская). Автореф. канд. дис..., М., 1971, *а*.
Титов Э.Э. Основные принципы терминологии в геоморфологии (на примере склоновой терминологии). – Теоретич. и прикладн. вопросы географии. Тезисы докладов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1971, *б*.
Титов Э,Э. Нормальная мощность коллювия. – В кн.: Методы приклад. и регион. физ. географии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.
Титов Э.Э. Динамика склонов гор Северо-Востока СССР. – В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск, 1974.
Титов Э.Э. Основные черты современного коллювиального морфолитогенеза в горах Северо-Востока СССР. – Геоморфология, 1976.
Урманцев Ю.А. Начала общей теории систем. – В кн.: Системный анализ и научное знание. М.: Наука, 1978.
Ханвелл Дж., Ньюсон М. Методы географических исследований. Вып. 2. Физическая география. М.: Прогресс, 1977.
Хворостова З.М. Основные аспекты проблемы педимента. В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск: Наука, 1971.

М.М. МАМАТКУЛОВ, Р.А. НИЯЗОВ, В.П. ПУШКАРЕНКО

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ СРЕДНЕЙ АЗИИ И ПРОБЛЕМЫ ПРОГНОЗА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Формирование в неоген-четвертичное время горных сооружений Средней Азии обусловило сложное структурно-геологическое строение и литолого-генетический состав пород, разнообразный рельеф с широким развитием различных видов экзогенных процессов (оползни, обвалы, осыпи, сели, карст и т.д.), высокую сейсмичность. В настоящее время в горах Средней Азии зафиксировано более

10 тыс. современных оползней и более 200 крупных обвалов, выявлено около 2500 селевых русел, где менее чем за сто лет было отмечено свыше 6 тыс. селепроявлений, зафиксировано более 7,3 тыс. селевых очагов, более 1500 карстовых пещер, колодцев, шахт и несколько тысяч карстовых воронок, котловин и др., которые располагаются на различных высотных отметках и в разных физико-географических зонах.

Закономерности распространения экзогенных геологических процессов. На основании региональных структурно-геологических особенностей, истории геологического развития, деформаций и различных сочетаний геолого-генетических комплексов пород, особенностей рельефа и климатических условий многими исследователями [Ахметжанов, 1977; Инженерная геология..., 1978] горно-складчатые сооружения Средней Азии подразделяются на Северный, Срединный и Южный Тянь-Шань, Южно-Таджикскую депрессию и Памир. Эти особенности определили и основную специфику развития экзогенных процессов.

Северно-Тянь-Шаньский регион характеризуется наличием мощных горных сооружений таких как Киргизский, Таласский, Кунгей-Алатау, Терскей-Алатау и межгорных впадин Иссыккульской, Чуйской и др. Для горных сооружений региона характерна значительная контрастность высот, высокая степень дифференцированности новейших тектонических движений и густая сеть разломов. Данный регион характеризуется широким развитием селевых процессов, где зафиксировано около 1000 случаев селепроявлений с преобладанием грязекаменного типа. Но большее их количество наблюдается в реках бассейна оз. Балхаш - 404, р. Нарын - 243 случая. Отличительной особенностью региона является преобладание гляциальных селей, зарождаемых в моренах, где основной период селеносности выпадает на июнь и июль месяцы. Это как правило значительные по мощности потоки с расходами до 2000 $м^3$/сек. В пределах Северного Тянь-Шаня по зонам тектонических нарушений местами наблюдается проявление карста, представленного воронками диаметром 3-40 м, глубиной 1,5-15 м, пещерами длиной до 55 м и др. Карстопроявление наиболее интенсивно протекает в соленосных отложениях, приуроченных к межгорным впадинам.

Средний Тянь-Шань характеризуется широким развитием экзогенных процессов в Чаткало-Кураминской и Талассо-Ферганской зонах. Преобладающим видом процесса в этой зоне является оползневой, причем, если в первой зоне преобладают оползни-потоки, формирующиеся во фронтальных зонах надвигов и сбросов в лессовых породах, то во второй развиты крупные древние оползни скольжения (10-20 млрд. $м^3$), где мощные толщи плотных пород смещаются по слабым глинистым прослоям меловых отложений. В том и другом случае молодые более мелкие оползни развиваются в пределах границ древних оползневых цирков. Не менее значительными по объемам в данном регионе являются обвалы, происходившие в зонах крупных новейших разломов (Кумбельский, Их-

начский, Бадакский и др.). Ниши обрыва наиболее крупных обвалов формируются в местах, где наблюдается схождение разноориентированных разломов, причем устанавливается прямая связь между объемами обвалов и "рангом" отчленяющего разлома. Отличительной особенностью развития обвалов региона является приуроченность их к различным тектоническим элементам: Чаткало-Кураминская зона характеризуется обвалами, формируемыми во фронтальных зонах надвигов, Таласско-Ферганская - на сбросовых уступах. В первом случае преобладают оползни-обвалы, во втором - обвалы. Значительной особенностью развития селевых процессов региона является широкий диапазон разногенетических селепроявлений от ливневых до прорывных, причем последние наиболее характерны. В этом регионе в карбонатных породах палеозоя широко развиты почти все морфолого-генетические типы карста. По зонам тектонических нарушений образовано большое количество карстовых воронок, диаметром до 350 м, глубиной до 50 м, колодцев и шахт глубиной до 30 м, а также многочисленные пещеры длиной более 250 м. Здесь зафиксировано также древнеомоложенное карстопроявление, которое развивается в результате как интенсивного тектонического поднятия территории, так и инженерной деятельности человека.

Южно-Тяньшаньский регион характеризуется не менее широким развитием экзогенных процессов. Их особенность заключается в том, что они проявляются в различных стратиграфо-литологических комплексах пород от палеозойских до четвертичных включительно и приурочены к разрывным нарушениям. В этом регионе наблюдаются три разновидности развития оползней: первая приурочена к надвиговым нарушениям в песчано-глинистых породах палеогена, где они имеют площадную форму распространения (Алайский хребет), вторая - к палеозойским песчаниково-сланцевым и песчано-глинистым породам мезозоя и контролируется разломами (Туркестано-Алайский, Захмадабадский, Гиссаро-Каратегинский и Гиссарский районы); третья, представленная крупными оползнями, приурочена к меловым и палеогеновым песчано-глинистым породам в зоне сочетания разрывных и складчатых нарушений, которые развиты на западных склонах Гиссарского хребта. Здесь в основном развиты оползни-скольжения, проявляющиеся на площадях 20-25 км^2. Подземные воды, выклиниваясь из зоны надвигов, концентрируются в пониженной части оси синклинали, что исключает формирование в данных условиях оползней-потоков.

В развитии обвалов региона отмечается одна особенность - приуроченность ниш отрыва к сбросо-взбросовым уступам. Обвальные массы строго вытянуты вдоль линий тектонических разрывов (Акбура-Исфаринская группа обвалов субширотного простирания, Шингская - субмеридионального). Селевые процессы менее развиты и в их распространении преобладают потоки гляциального типа.

Условия карстообразования в пределах Южного Тянь-Шаня близки к Срединному. Здесь карстованию также подвергаются в основном мощные карбонатные толщи палеозоя, в которых развиты

разнообразные карстовые формы как на дневной поверхности, так и на значительных глубинах. Имеются такие участки (Заравшанские горы и др.), где плотность карстовых воронок достигает 200 единиц на 1 км^2, а глубина известных карстовых шахт превышает 1000 м.

Южно-Таджикская депрессия характеризуется развитием современных глубоких оползней-потоков в лессовых породах мощностью 35-60 м, распространенных в Вахш-Кафирниганской мегантиклинали и Кулябской мегасинклинали. Эти складки осложнены обводненными разрывами взбросо-надвигового характера с разгрузкой подземных вод по разломам под четвертичным покровом лессовых пород. Данные тектонические нарушения выполняют роль водоподводящего канала. На поверхности они контролируются большим количеством линейно-расположенных родников с расходом от 0,01 до 0,5 л/сек.

Селевые процессы в Южно-Таджикской депрессии пользуются незначительным развитием. Это как правило мелкие выносы грязевых потоков, зарождаемых в регрессивно растущих оврагах лессовых массивов. Обвальные процессы не характерны для данного региона. В отличие от выше отмеченных регионов здесь карстуются не только карбонатные, но и сульфатные, и соляные образования мезозойского и кайнозойского возраста. Плотность поверхностных карстовых форм в них большая и для них характерны провальные явления. Самые длинные и большие по объему подземные карстовые полости выявлены в пределах этого региона.

Памир, в отличие от Тянь-Шаньских горных сооружений, несколько своеобразен в развитии экзогенных процессов. Внутри региона процессы развиты в основном в западной и юго-западной частях. Для территории Памира наиболее характерно развитие разновозрастных мощных обвалов. Обвалоопасность Памира обусловлена высокой сейсмичностью, резкой контрастностью разнознаковых относительных тектонических движений, пересеченностью положительных структурных элементов поперечными разломами, выветрелостью пород и значительной расчлененностью рельефа. Отличительной особенностью обвалов Памира, помимо их сейсмогенности, является наложенность одного вида на другой и разномасштабность (от 1 м до 1,5 млн. м^3 до 2,2 млрд. м^3).

Инженерно-геологические процессы, связанные с деятельностью человека. Помимо природных процессов, в горно-складчатых областях Средней Азии широко проявляются инженерно-геологические, приуроченные к разработкам месторождений в карьерах, шахтах, подземной газификации угля и берегам водохранилищ. Эти сооружения в последнее время начинают интенсивно изменять рельеф, так как в настоящее время разрабатываются более 70 различных типов месторождений, построено более 50 водохранилищ. Увеличение глубины таких карьеров как Ангренского до 500 м, "Дальнее" (Алмалыкский район) до 720 м и др. обусловливает возможное формирование крупных призм активного давления в бортах карьеров и неблагоприятных процессов на их

дне. Разработка угля в шахте методом подземной газификации на смежных участках долины Ангрена привело к нарушению сплошности слоистых осадочных пород, изменению режима подземных вод, к сдвижению над выработанными пространствами и проявлению в 1954–60 гг. и в 1970–77 гг. на площади 12 км^2 Загасан-Атчинского оползня объемом до 700 млн. м^3. В результате его движения в течение 5,5 лет со средней скоростью 4–6 мм/сут общая величина смещения достигла до 12 м и образовала в призме упора валы выпирания высотой до 2,5–2,8 м.

Интенсивно изменяется рельеф в зоне водохранилищ с ежегодной величиной сработки до 60 м, занимающих общую площадь более 3 тыс. км^2, где ежегодно бровка уступа отступает от 0,6 до 12,2 м. Помимо процесса переработки берегов на горных водохранилищах (Чарвакское, Нурекское, Пачкамарское) активизировались древние оползни. Так, например, в Чарвакском водохранилище активизировался Мингчукурский оползень объемом до 1 млн. м^3, на Ахангарском водохранилище – приплотенный процесс переработки берегов вызывает также развитие современных оползней, суффозионных и просадочных процессов на равнинных водохранилищах. В горных водохранилищах наблюдается "омолаживание" древних погребенных карстовых процессов, т.е. вымыв заполняющих их вторичных материалов, что было зафиксировано с момента наполнения Чарвакского водохранилища. В результате этого процесса через карстовые каналы образовался сосредоточенный выход подземных вод расходом более 400 л/сек.

Проблемы прогноза формирования экзогенных процессов. Проблема прогноза места, интенсивности и времени развития экзогенных процессов относится к числу важнейших теоретических и практических задач инженерной геодинамики и геоморфологии. Одной из региональных особенностей места образования оползневых, обвальных и карстовых процессов является их приуроченность к различным тектоническим нарушениям. Так например, оползни приурочены к тем нарушениям, где в процессе выветривания формировались эрозионные ложбины, а в последующем аккумулировались лессовые отложения, здесь же проходит путь движения подземных вод. Поэтому между местом расположения подземных ложбин стока, наибольшей мощностью лессовых пород, местом передвижения подземных вод и местом оползня существует тесная связь. Важную роль в разработке защитных мероприятий имеет прогноз интенсивности развития оползневого процесса, продолжительность его развития, скорость деформации и смещения пород. Изучение этой проблемы отличается чрезвычайной сложностью в связи с необходимостью продолжительных наблюдений в природных условиях, в ходе которых должны быть выявлены глубина распространения деформации в склоне, пространственное положение области разрушающих деформации, скорость, направление, величина и продолжительность смещения. Отличительной особенностью оползней Средней Азии является то, что они – типичные представители

климатического режима. Здесь наблюдаются оползни с медленной скоростью смещения и продолжительным (до 35–45 лет) периодом развития и высокой скоростью смещения (1,5–2 км/час) с периодом формирования в один весенний цикл. Наименее методически разработанным и апробированным в конкретных природных условиях остается прогноз времени и образования экзогенных процессов.

Помимо регионального анализа климатических условий необходим дифференцированный анализ рельефа с учетом различий геофильтрационного строения склонов во взаимосвязи с литолого-тектоническими условиями района. Это связано с тем, что в зонах надвигов, сбросов, взбросов современный уровень подземных вод залегает на различных глубинах и для его подъема на необходимый уровень в зону обводнения глинистых толщ необходимо различное количество воды. Это положение согласуется с имеющимися данными по времени образования оползней, когда в зонах надвигов оползни развиваются ежегодно, а в зонах сбросов проявились только в аномальные годы. Следовательно, для временного прогноза активизации экзогенных геологических процессов помимо анализа климатических условий необходимо учитывать литолого-тектонические условия обводнения горного склона.

В отличие от оползней, обвальные процессы в меньшей мере зависят от климатических факторов. К региональным особенностям мест формирования обвалов в скальных породах в первую очередь относятся тектонические структуры и нарушения, степень тектонической и иной раздробленности пород, интенсивность расчленения склонов, соотношения тектонических трещин с ориентировкой и крутизной склонов. Так, например, обвалы склонов р. Нарын, развитые в слабометаморфизованных каменноугольных известняках, приурочены к зонам пересечения крупных крутопадающих разрывов III–IV порядков и оперяющих разрывы трещин. Редко наблюдаются обвалы, развитые по трещине напластования. Примечательно, что обвалы экзогенного характера приурочены к разновозрастным участкам склонов, тогда как сейсмогенные обвалы формируются со значительным захватом водоразделов. В том и другом случае место образования обвалов обусловлено временем и пространством формирования ослабленных зон в массиве горных пород. Помимо регионального прогноза мест развития обвальных процессов, основной проблемой является и прогноз масштабности процесса, который вытекает из первого прогноза.

Исследования обвалов Средней Азии, развитых в различных геологогенетических комплексах пород нижнего и среднего палеозоя, от рассланцованных до монолитных осадочных и изверженных образований, показывает, что главным фактором образования обвалов является характер и степень их дислоцированности и экзогенной трещиноватости, обусловленные тектоническими факторами. Отсюда и вытекает одна из прогностических закономерностей масштабности процесса – тесная связь между размером обвалов и "рангом" отчленяющего массив разлома. Если данные вопросы возмож-

но решить в процессе детальных картировочных работ на ключевых участках, то вопросы, связанные с проблемой прогнозирования обвалов во времени до настоящего времени не разработаны, но так или иначе они должны строиться на анализе факторов, изменяющих состояние и свойства массивов пород.

Рассматривая региональные вопросы проблемы прогнозирования оползневых и обвальных экзогенных процессов, следует отметить, что данные процессы проходят длительную фазу геологической и геоморфологической подготовки, в то же время как при прогнозе места и времени реализации селевого процесса, необходимы несколько иные методы. В большинстве случаев в долинах рек горно-складчатых областей имеется значительное число селевых очагов, которые сами по себе еще не позволяют с уверенностью судить о селеактивности бассейнов. Здесь основная роль принадлежит климатическому фактору селеобразования, поскольку на место, тип и время прохождения селей большое влияние оказывает не только генезис, но и характер (интенсивность) обводнения очагов. В данный период проблемы прогноза геологических и геоморфологических факторов селеобразования в достаточной мере решена, а в вопросах, связанных с прогнозом климатических факторов селеобразования допускаются значительные ошибки. Следовательно, для временного прогноза активизации селевых процессов необходим значительный ряд наблюдений климатических условий и их анализ.

Известно, что карст – длительный геологический процесс и при прогнозировании места и интенсивности его развития необходимо учитывать прежде всего тип и состав карстующихся пород. В районах распространения карбонатных пород сам процесс не представляет большой опасности для освоения территории. В таких районах при прогнозе следуют обратить внимание на размыв вторичных материалов, заполняющих карстовые полости в результате инженерной деятельности человека. В районах развития сульфатных и соляных образований карстовые процессы протекают очень быстро и интенсивность их развития зависит не только от геолого-структурных, но и геоморфологических, климатических и гидрогеологических факторов.

Несмотря на кажущееся различие в характере развития экзогенных процессов и проблеме их прогноза, во всех случаях отмечается тесная взаимосвязь геологических и геоморфологических факторов образования оползней, обвалов, селей и карста. Исторически сложившиеся природные факторы закономерно образуют среду развития этих процессов. Анализ данной среды, изучение хода изменений природных факторов позволяют прогнозировать место реализации процессов, их масштабность и время проявления.

ЛИТЕРАТУРА

Ахмеджанов М.А. Тектоника мезозойского образования Среднего и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Изд-во ФАН Узб. ССР, 1977.

Инженерная геология СССР, том. 7 (Средняя Азия). М.: Изд-во МГУ, 1978.

А. М. ЛЕХАТИНОВ

ДЕНДРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ

Трудность временного прогноза экзогенных геологических процессов, в частности, селей, водной и ветровой эрозии, оползней, денудации и пучения и т.д. прежде всего обусловлена отсутствием продолжительных рядов систематических наблюдений. Для получения основ прогноза селевых потоков был применен дендрохронологический метод исследования, состоявший из нескольких способов.

Первый способ заключался, во-первых, в определении возраста селевых отложений, с помощью выделения на конусах выноса ареалов одновозрастных типов лесных насаждений и установление по ним повторяемости катастрофических селей в течение последних 150–200 лет. Во-вторых, определялась активность очагов селей путем сопоставления состава слагающих их пород с породами селевых отложений различного возраста. Этот способ дает достоверную информацию при установлении граничных временных показателей прохождения наиболее мощных и катастрофических селей в прошлом. Районирование селевых конусов по возрастным ареалам деревьев производится по аэроснимкам или фотоснимкам (рис. 1). Одновозрастные ареалы деревьев на снимках дешифрируются по изменению световой тональности изображения – более молодые насаждения (светло-зеленые) передают более светлые тона, старые (темно-зеленые) – темные тона и т.д. Ольха, тополь, осина, береза на свежих селевых отложениях, при благоприятных условиях, могут начинать расти в тот же год, или через год после селя, поэтому возраст отложений можно датировать максимальным возрастом деревьев данного ареала. Под ареалом понимается участок селевого поля, покрытый в основном одновозрастным видом вторичного леса. Достоверность возраста селя подтверждается возрастом нескольких эталонных деревьев.

По наиболее представительным участкам селевого конуса составляется абрис ареалов разновозрастной растительности. Определяется состав отложений каждого участка (ареала) конуса. Отбираются пробы грунтов на изучение их свойств и состава с целью установления активности селевых очагов формирования селей в прошлом и в настоящем. Путем сопоставления состава старых и современных селевых отложений с составом пород в очагах определяется активность сработки каждого очага в разное время, оценивается направленность селевого процесса.

По данному способу получен удовлетворительный результат при исследовании селей Кавказа (бассейны рек Кодори, Начвал). Так, для р. Начвал (Кодори) составлен временной ряд из 12 селей, прошедших до 1955 г. Время прохождения каждого селя определялось возрастом древесных насаждений соответствующего ареала.

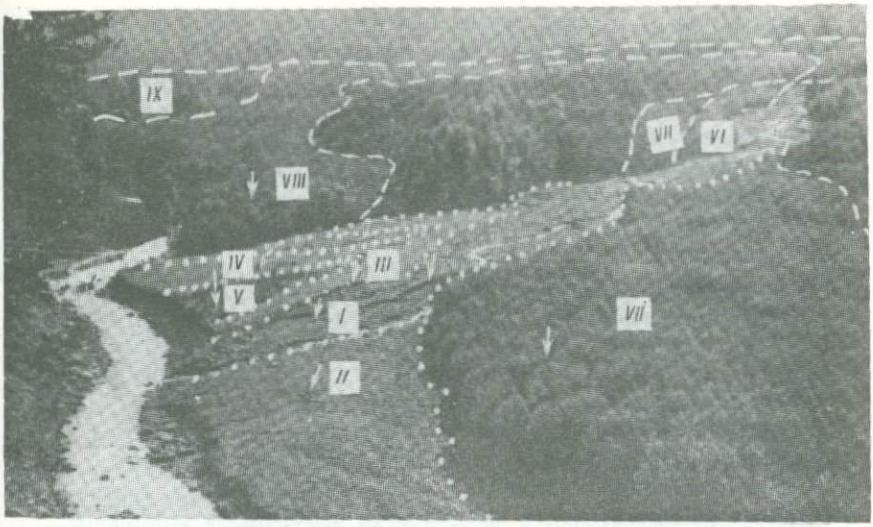


Рис. 1. Ареалы разновозрастного леса и селевых отложений р. Начвал

Возраст грязекаменных отложений, соответствующий возрасту деревьев и кустарников: *I* – свежие приусловые; *II* – 2–3-летние; *III* – 5–6-летние; *IV* – 7–10-летние; *V* – 12–15-летние; *VI* – 18–22-летние; *VII* – 24–26-летние; *VIII* – 30–35-летние; *IX* – 40–50-летние; *X* – 60–80-летние

Второй способ – определение времени прохождения селей последних лет и их гранулометрического состава по анализу поросли, густота которой пропорциональна содержанию мелкозема в селевых отложениях. Последняя зависимость позволяет определять гранулометрический состав селей также при дешифрировании аэрофотоснимков и аэровизуальном обследовании селевых бассейнов. Достоверность датировки обеспечивается учетом сроков лесовозобновления на свежих выносах семенным и пнёвым путем. Пнёвая поросль чаще появляется в год или через год после селя, а семенная может запаздывать. Этим способом дополняются временные ряды, полученные остальными способами и периодическими наблюдениями. Ранжированием возрастов селевых отложений, соответствующих возрасту порослей, устанавливается межселевой интервал во временном ряду. Временной прогнозный ряд строится на основании соблюдения этого интервала. Например, на р. Начвал по возрасту поросли черной ольхи было установлено, что сели слабой и средней мощности после 1955 г. (выделенный возраст поросли), формируются ежегодно или через год, мощные – через 2–4 года. С 1955 г. по р. Начвал сели прошли в 1955, 1956, 1958, 1960, 1963, 1965, 1967, 1968, 1970 гг.

814

Третий способ – определение частоты схода селей по анализу следов механического воздействия селей на годичные кольца стволов деревьев. Он позволяет получить наряду с временными рядами проявления селей и данные по отдельным элементам самого процесса: характеристику эпюры скорости и плотности, о составе насыщения селевой массы, высоте потока и т.д. Этим способом реконструируются длинные селевые ряды. На анализ отбираются образцы спилов деревьев, растущих в зоне прохождения селей и на конусе выноса.

В межселевое время в местах повреждения колец образуются раневые завитки из последующих годичных колец или плотные линзообразные утолщения, а зачастую межкольцевые открытые поверхности. При периодических повреждениях стволов селем на них образуются завитковые уступы или последовательные "линзы" между кольцами. Начало каждого уступа или "линзы" соответствует дате прохождения селя. Время повреждения колец устанавливается из разности абсолютного возраста и возраста деформации. Каждая последующая разность между ними – есть межселевой временной интервал, т.е. частота селя. Установив возраст дерева, последовательно устанавливаются годы его повреждения селем. По этим годам строятся временные ряды. Например, в юго-восточном Крыму по Черному оврагу с 1928 г. (максимальный возраст спила) по 1971 г. прошло 17 селей: в 1931 г., 1935 г., 1938, 1941, 1943, 1945, 1947, 1948, 1952, 1954, 1957, 1958, 1960, 1962, 1965, 1968 и 1971 гг. Средняя частота схода селей составляет 2–3 года, минимальная – 1 год (1947, 1948, 1957–1958 гг) и максимальная – 4 года (1931–1935, 1948–1952). Ранжированием установленных годов получены межселевые интервалы, которые меньше интервалов схода селей более крупных водотоков, как реки Ускут, Ворон и т.д. Во временном ряду преобладает межселевой интервал в 3 и 4 года 44,5%), реже повторяется интервал в 6–7 лет (22%).

Анализ максимальных суточных и месячных осадков показывает, что формирование селей на крупных водотоках юго-восточного Крыма происходит при дождях, идущих несколько дней подряд и завершающихся интенсивными ливнями. В такие дни суточный максимум может достигать всего 30–40 мм, суммарно составляя месячную норму – 80–160 мм. Как правило, эта сумма выпадает за 3–5 дождевых дней (1938, 1948 гг.). Локальные же сели формируются при кратковременных, но очень интенсивных ливнях, превышающих 40 мм/сутки с интенсивностью более 2–3 мм/мин. Соблюдая 2–3 летний межселевой интервал, построен для юго-восточного Крыма предварительный прогнозный ряд, согласно которому сели ожидаются в 1977–1978, 1980–1981 гг. Сели 1978 г., прошедшие через 7 лет после дендрохронологического анализа, подтвердили одну из прогнозных дат этого ряда.

Этим же способом на юго-восточном склоне Баргузинского хребта восстановлен 53-летний ряд прохождения селей.

814

С 1924 г. по 1977 г. прошло 13 селей, способных деформировать стволы деревьев. Из них сели, прошедшие с интервалом 5 и 6 лет составляют по 17%, 8 лет – 8%, 11 и 20 лет – по 25% и 22 года – 8%. Наиболее вероятные интервалы – 11 и 20 лет положены в основу прогноза. После 1967 г. в этом районе селей не было, поэтому при 11-летнем интервале сели ожидаются в 1978 г., 1989 г., первая дата уже подтвердилась, а при 20-летнем – ожидаются в 1987 г., 2007 г., при этом расчетная достоверность прогноза составляет 75%.

С целью определения средних многолетних величин объема, мощности и скорости овражного или иного линейного размыва автором разработан дендрохронологический метод, позволяющий решать следующие задачи: а) установить среднюю скорость роста оврага в длину по возрасту деревьев или кустарников; б) определить объем и мощность размыва пород на склоне, а также скорость роста оврага в глубину по возрасту деревьев и высоте их обнаженных корневых шеек.

Для решения первой задачи измеряется расстояние между вершиной оврага и ближайшим от нее деревом, растущим на дне этого же оврага. Выбирается наиболее крупное дерево, на возраст которого раскладывается замеренное расстояние, что дает среднюю многолетнюю скорость продвижения головы оврага. Так, в 1967 г. на Усойском завале была определена средняя скорость продвижения головы каньона (истока р. Бартанг). Был произведен возрастной анализ самых крупных экземпляров ив, растущих на дне каньона. Результаты показали, что скорость продвижения головы каньона с 1944 до 1967 гг. (возраст ивы) значительно снизилась. За это время голова каньона продвинулась на 27-28 м. со средней скоростью 0,2 м/год. Исследования Усойского завала подтвердили тенденцию затухания регрессивной эрозии в голове каньона. Этот вывод был одним из главных при оценке устойчивости завала.

Интересные результаты получены в Крыму, где склоны водоразделов сильно поражены V-образными эрозионными формами. Здесь дендрохронологический метод был использован автором совместно с А.А. Клюкиным в 1972-1974 гг. На склонах водоразделов рек юго-восточного Крыма выбирались овраги с обрывистыми вершинами, под которыми растут деревья с обнаженными корневыми шейками (рис. 2).

Высота оголенной корневой шейки показывает величину смыва (выдувания) пород со склона у основания комля за период жизни дерева. Мощность, объем и скорость размыва (выдувания) пород в течение роста дерева устанавливаются замером расстояния между корневой шейкой и поверхностью склона в основании дерева.

В створе дерева-индикатора для определения морфометрических параметров оврага замеряются его глубина и ширина дна, длина и уклон тальвега от вершины до этого же дерева, расстояние между бровками бортов и длина, крутизна последних от тальвега до бровки. Составляются подробный абрис оврага, его поперечные

814

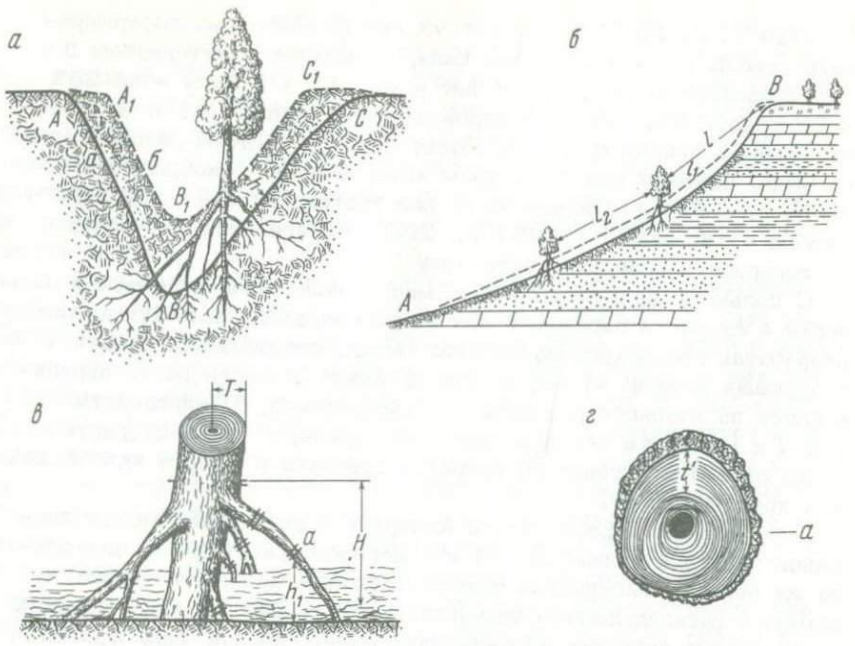


Рис. 2. *а* – Поперечные профили: *ABC*– современного оврага; $A_1B_1C_1$ – праовpага; *h* – мощность смытого слоя. *б* – Длина тальвегов: *l* – современного оврага от вершины до дерева; l_1 – то же, праовpага; l_2 – длина тальвега от дерева до дерева. *в* – Анализируемые элементы корня: *а* – места последовательного среза корней различного яруса: *H* – высота корневой шейки в см.; *h′* – высота верхнего торца спиленного корня в см; *T* – возраст дерева. *г* – Рисунок корня с противоположной асимметрией колец – подземной (внутренний овал) и стволовой древесины корня (внешний овал); *t′* – продолжительность (в годах) роста обнаженного корня

и продольные геолого-геоморфологические разрезы. Для реконструкции размера праовpага выбираются два-три поперечных створа, в пределах которых анализируется обнаженность корневых шеек двух-трех деревьев. Установленные размеры современного оврага и праовpага используются для определения количественных показателей развития склоновой эрозии.

Для определения среднего многолетнего объема размытой породы W_t (в $м^3$/год) используется отношение разности объемов современного оврага – W_c и праовpага – W_{np} к возрасту дерева – *t*.

$$W_t = \frac{W_c - W_{np}}{t}, \qquad (1)$$

где *W* – объем оврага определяется по формуле: $W = \frac{1}{3}Bl$;

814

B – площадь сечения оврага ($ABC, A_1B_1C_1$ см. рис. 2); l – длина тальвега оврага от ствола дерева до вершины.

Объем выноса для отдельной точки оврага можно устанавливать также по мощности размытого слоя – h (рис. 2, *а*).

Линейная скорость эрозии $V_{эр}$ (см/год) определяется из отношения разности между длиной тальвега современного оврага от его вершины до дерева-индикатора – l и длиной тальвега праовврага – l_1 к возрасту дерева – t; $V_{эр} = \frac{l - l_1}{t}$. (2)

Развитие оврага в глубину устанавливается по вертикальной скорости размыва склоновых отложений. Определение такой скорости дендрохронологическим методом проводится путем выяснения:

1) отношения наименьшего расстояния между корневой шейкой и поверхностью склона (высота корневой шейки H) к возрасту дерева – t. $V_{разм} = \frac{H}{t}$ см/год,

2) отношения расстояния между поверхностью склона и верхним торцом среза обнаженного корня ($h_1 h_1, h_2, \ldots, h_n$. Рис. 2, *в*) к возрасту изменившейся морфоанатомической структуры древесины этого же среза ($t_1' t_1', t_2', \ldots, t_n'$).

Использование первого приема дает возможность наиболее точно установить среднюю величину скорости ежегодного размыва пород и не представляет особой трудности при его применении. Массовый замер высоты корневых шеек и опробование деревьев возрастным буравом дает возможность определить по их возрастной генерации слой размытой породы. Ранжированием установленных возрастов строится предварительный временной ряд с показом средних величин ежегодной скорости роста глубины оврагов.

Второй прием позволяет получить более точную величину ежегодного размыва (или величину пучения). Скорость размыва (пучения) определяется из отношения высоты корневого среза к его относительному возрасту. Относительный возраст – это разность между возрастом корня и продолжительностью его жизни в земле.

Известно, что на эродируемых склонах и в местах интенсивного пучения корни деревьев сильно обнажаются, при этом сохраняются более зрелые и сильные боковые отпрыски стержневого корня, а слабые – отмирают. Корень должен прожить в почве достаточно долго, чтобы мог продолжать расти в условиях полного оголения его значительной части. Так, в оврагах юго-восточной части Крыма обнаженные ходульные корни деревьев местами возвышаются на 1,0–1,5 м над поверхностью почвы и простираются вокруг комля в радиусе более 2–3 м (см. рис. 2, *а*).

Смена нормального внутрипочвенного режима развития корня на наземный режим фиксируется началом изменения морфоанатомического строения годичных колец и древесины корня. По мере сноса грунтов с основания дерева корневая шейка поднимается от поверхности. Началом оголения корня считается время, когда корень переходит из внутриземного режима развития в световой. С появлением

корня на свет формируется на нем кора вместо пробкового покрытия. Механическая ткань под действием фотосинтеза заменяется тканью стволовой древесины. Граница перехода корневой древесины в стволовую служит началом отсчета времени появления корня на дневную поверхность или начальной точкой отсчета продолжительности размыва (пучения) пород с этого уровня поверхности. На свету в корне формируются более отчетливо годичные кольца, которые отличаются в разрезе от прежних колец цветом и оттенком. Для каждого вида деревьев наблюдаются свои признаки изменения на свету морфоанатомических структур древесины корня. Обычно наблюдается противоположная асимметрия в строении колец световых (стволовых) и несветовых (корневых) древесин. Кольца механической (несветовой) ткани более вытянуты вниз по разрезу, а кольца световой (стволовой) ткани, наоборот – вверх в сторону света и намного шире колец механической ткани (рис. 2, *г*). Древесина механической ткани более пористая, чем стволовая.

Использование этого приема позволяет получить относительно достоверный временной ряд изменения скорости оголения корней разного яруса и их отдельных частей. Для этого следует опробовать корни разного возраста и яруса по всей длине их простирания на поверхности почвы (рис. 2, *в*). Такой анализ обеспечивает определение скорости сноса пород на каждом этапе оголения корня. Корреляция показателей размыва по корням с показателями сноса полученными по возрасту дерева, позволяет получить достоверные данные о ходе развития эрозии (пучения) на участке роста дерева-индикатора. Годы, установленные анализом годичных колец корней разного уровня, ранжируются и строится временной ряд скорости размыва пород и прогнозный ряд.

Дендрохронологический метод дает положительный результат при изучении скорости денудации (медленного смещения пород на склонах). Особенно эффективен способ подсчета скорости по возрасту дерева. Определение продолжительности времени денудации и пучения по возрасту изменившегося морфоанатомического строения древесины обнаженного корня, также облегчит проследить динамику этих процессов.

Широкое использование дендрохронологического метода при изучении селей, водной и ветровой эрозии, а также денудации склонов (процесс медленного сноса пород), пучения грунтов позволяет установить закономерность их развития в течение длительного времени (50–100 и более лет). Получение дендрометодом количественных показателей размыва почвы также позволяет с помощью многомерной корреляции установить зависимость между прогнозом развития селей, эрозии во времени и показателями ежегодного объема сноса, скорости вертикального и горизонтального размыва пород осадками, энергией водного потока и составом, свойствами размываемых и сносимых пород склонов.

К. М. БЕРКОВИЧ, А. В. ЧЕРНОВ

РЕЛЬЕФ ПОЙМ РЕК ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И ЕГО ИЗМЕНЕНИЯ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПРЕДПОЛАГАЕМОЙ ПЕРЕБРОСКИ СТОКА

В настоящее время широко обсуждается проект переброски части стока рек бассейна Оби на юг, в бассейны Сырдарьи и Амударьи. При решении проблемы подобных масштабов необходимо тщательное изучение современного состояния каждого природного объекта, который прямо либо косвенно будет затронут в процессе переброски, и каждого фактора, воздействующего на эти объекты, а также предусмотреть все возможные варианты их изменения. Очевидно, что при комплексном подходе к изучению влияния переброски стока на природу должен оцениваться не только эффект от нее на юге, ныне страдающем от безводья, но и те изменения, которые произойдут в самом Обском бассейне, а также в районах, прилегающих к трассе переброски [Кирясов, Мезенцев, 1978].

Русло реки и ее пойма являются самостоятельной природной системой, обладающей тесными внутренними связями – речные поймы создаются работой рек в процессе русловых деформаций, переформирования пойменного рельефа осуществляются под воздействием потока половодья и, следовательно, также связаны с характером деформаций русла. Влияние поймы на русло, помимо замедления средней скорости потока половодья из-за большой ее шероховатости, отчетливо проявляется в русловом рельефе в местах оттока вод на пойму и слива их в русло.

Формирование обоих компонентов системы протекает под влиянием большого количества внешних природных факторов, среди которых главными можно назвать геологические – новейшая тектоника и литологическое строение территории, и физико-географические – увлажненность, особенности внутригодового распределения стока, ветровой и температурный режимы территории бассейна, а также многолетняя мерзлота, ледовый режим реки, растительный покров днища долины [Белый и др., 1977].

Влияние геологических факторов выражается прежде всего в том, что они в определенных условиях ограничивают развитие русловых деформаций: это отмечается в районах распространения прочных по отношению к размыву горных пород, на территориях активно воздымающихся в настоящее время. Поймы рек не получают на таких участках широкого распространения, рельеф их обычно стабилен; часто встречаются цокольные и скелетные поймы [Чалов, 1970]. Плановые очертания и высота отдельных пойменных массивов связана с морфологическими особенностями долин; чередованием сужений и расширений, крутыми вынужденными поворотами, которые влияют на изменения амплитуды уровня воды. В других районах, где река протекает среди рыхлых легко размываемых отложений, а современная тектоническая активность невелика, ограничивающих условий для развития русловых деформаций нет – там протекают типично равнинные извилистые и многорукавные

реки с широкими поймами, которые используются как сельскохозяйственные угодья.

Влияние физико-географических факторов на русловой режим рек и ландшафтно-морфологический облик пойм выражается интегральным показателем – значениями руслоформирующих расходов воды [Чалов, 1972]. Их эпюры существенно отличаются друг от друга на реках, протекающих в различных природных условиях. В частности, рекам Западной Сибири, протекающим севернее 58° широты, свойственно прохождение руслоформирующих расходов при полностью и глубоко затопленной во время половодья пойме. При этом рельеф последней, находясь под активным воздействием потока половодья постепенно видоизменяется – на пойме возникают и размываются наложенные прирусловые валы, вся ее поверхность становится мелкобугристой из-за сильной турбулентности потока. Для поймы характерна пойменная многорукавность, когда вдоль основного русла на многие десятки или сотни километров протягиваются узкие извилистые протоки, сток по которым проходит и в межень. Южнее 58° широты (за исключением Зауралья) формирующие расходы проходят преимущественно в пределах пойменных бровок, не оказывая существенного влияния на поверхность поймы [Чалов, Белый, 1975].

Согласно ряду проектов переброски стока предусматривается создание серии плотин и водозаборных водохранилищ в верховьях и средних течениях рек Обского бассейна, т.е. на границе лесостепной и так называемой для Западной Сибири лесоболотной зон, характеризующихся умеренной влажностью и равнинным рельефом (Природно-мелиоративная характеристика..., 1976). Отсутствие условий, ограничивающих здесь русловые деформации обусловливают широкое развитие меандрирования на одних реках (средний Иртыш, реки Васюганья, Тобол) и разветвления на рукава на других (Обь, Нижний Иртыш). Речные поймы также имеют различный морфологический облик – на меандрирующих реках они гривистые, на многорукавных – проточно-островные (и в северной части региона, где распространена пойменная многорукавность), или ложбинно-островные южнее 58° параллели, где второстепенные рукава, потерявшие связь с руслом, быстро отмирают, превращаются в ложбины.

Ландшафтно-морфологический облик пойм изменяется как в широтном, так и в меридиональном направлениях. Наибольшей сухостью отличаются поймы Ишима и Иртыша в среднем течении, где их окружают злаковые степи: заметна остепненность и пойменной растительности. Пойма Верхней Оби и ее притоков представлена дуговыми ассоциациями, свидетельствующими о большей увлажненности. Рельеф пойм южной части региона отличается контрастностью (особенно на Верхней Оби) и широким распространением эоловых форм. Гривы, гряды, сухие ложбины отделяются друг от друга четкими задернованными уступами, высота которых зависит от размера реки и на верхней Оби, например, достигает 3 м. Заполненных водой стариц и пойменных проток мало – сказывается прохожде-

ние формирующих расходов до выхода воды на пойму. Чаще всего понижения слабо заболочены, заняты влаголюбивыми травами и кустарниками. Эоловые формы, – дюны – достигают высоты 6 м над поверхностью поймы. Как правило, они формируются вблизи больших песчаных массивов, каковыми на реке являются побочни и осередки. По мере отступания основного русла реки при ее миграциях дюны закрепляются растительностью и становятся неподвижными. Сложены дюны чаще всего речным песком, но встречаются (на Оби) лессовые дюны, отличающиеся более сглаженными формами; материалом для них служат породы, слагающие Приобское плато. Там же отмечены песчаноснежные эоловые образования [Демин, 1973].

По направлению к северу усиливается общая увлажненность пойм, что связано с изменением характера эпюр руслоформирующих расходов. Степные растительные ассоциации заменяются чисто луговыми на хорошо развитых аллювиальных почвах, а ниже широты устья Томи и лесными. Резко увеличивается доля болот в общей площади пойм. Долины рек расширяются, как и пояса меандрирования (разветвления) рек. Появление верхнего пика руслоформирующих расходов, проходящего при затопленной пойме, вместе с расширением долин обусловливают широкое развитие пойменной многорукавности, что приводит к длительному существованию островных пойменных массивов. Пойменные протоки в процессе своих деформаций изменяют облик поймы; как правило, вдоль пойменных яров, независимо от общего типа рельефа поймы, формируется полоса гривистой заболоченной поймы. Старицы, заполненные водой все чаще осложняют рельеф поймы. С другой стороны, увлажнение верхних горизонтов пойменных фаций способствует развитию процессов смещения грунта даже при небольших уклонах, что приводит к сглаживанию уступов на пойме и общему выполаживанию ее рельефа. Наибольшая увлажненность и заболоченность отмечается на реках среднего Приобья: Тым, Вах, Кеть Васюган [Кирик, Чернов, 1977]. Для некоторых рек, например, для средней Оби, характерно образование в широкой долине "наложенной поймы", когда поверхности, затапливающиеся во время самых высоких половодий и находящиеся поэтому на стадии перехода от поймы к террасе, вновь начинают покрываться полыми водами все чаще и на большую глубину. Это явление связано с процессом речной аккумуляции [Маккавеев, Чалов, 1970]. Рельеф таких пойм аналогичен, скорее, рельефу низких надпойменных террас. Неровности – гривы, гряды и т.д., присущие первичному пойменному рельефу, почти полностью сгладились; понижения и возвышенности имеют плавные черты, изометричную или близкую к ней форму.

В естественных условиях полное затопление поймы происходит в многоводные годы; значительно чаще затапливаются недавно образовавшиеся прибрежные участки пойм и притеррасные понижения, а наиболее приподнятые участки в центре пойменных массивов и прирусловые валы остаются сухими.

Строительство крупных водохранилищ на реках вызовет ряд существенных изменений ландшафтов и рельефа русел и пойм ниже плотин этих водохранилищ, выше них, а также в реках – канала переброски. Зарегулированность стока рек, которая после создания водохранилищ распространится вниз по течению на многие сотни, а в случае одновременного строительства плотин на средней Оби и на Иртыше и на тысячи километров, приведет к снижению ниже плотин средних максимальных расходов и уровней воды. Снижение средних максимальных расходов вызовет повышение обеспеченности формирующих расходов: наиболее активные переформирования русла будут происходить при меньших уровнях воды, вероятнее всего в пределах пойменных бровок, так как благодаря наличию кинематического эффекта [Железняков, 1961], при небольших глубинах на пойме средняя скорость потока ниже, чем средняя скорость потока до выхода его на пойму. В динамике руслового рельефа произойдут изменения: преимущественное развитие получат те русловые формы, которые создавались именно при прохождении формирующих расходов высокой обеспеченности, а крупные формы руслового рельефа, обязанные своим происхождением формирующим расходам малой обеспеченности, замедлят свое перемещение в русле и на них ускорится поймообразование. Через несколько лет после зарегулирования эти участки превратятся в молодую пойму – низкую, во многих местах переувлажненную, густо заросшую ивовым кустарником, подверженную частым затоплениям полыми водами. В дальнейшем, однако, прирост новых пойменных участков несколько сократится из-за более длительного стояния высоких уровней по сравнению с естественным режимом.

В результате, время пребывания большей части песчаных образований в надводном состоянии окажется меньше вегетационного периода ивняка, а длительность стояния воды превысит максимально возможный срок допустимых условий подводного состояния для данного вида растений. Сокращение площади открытых песков в русле несколько уменьшит интенсивность ветрового переноса аллювия и образования дюн.

Одновременно с образованием молодых пойменных массивов наиболее высокие пойменные участки, затоплявшиеся лишь во время максимальных половодий, выйдут из-под влияния потока полых вод и превратятся в надпойменную террасу. В условиях лесоболотной зоны это означает изменение ландшафтов высоких пойменных уровней в сторону развития более сухолюбивых. Здесь возможно также некоторое осушение заболоченных пойм [Степанов, 1976].

В лесостепной зоне сокращение затопляемых площадей пойм приводит к опустыниванию прибрежных ландшафтов [Кирясов, Мезенцев, 1978].

Уменьшение глубины и скорости потока половодья на пойме вызовет сокращение мощности наилка и, следовательно, прироста поймы в высоту.

На высоких пойменных ступенях, где и в естественных условиях толщина ежегодно откладываемого наилка исчислялась миллиметрами, начнется зональное почвообразование вместо формирования аллювиальных почв, сопровождающееся ухудшением луговых угодий.

Изменение характера прохождения руслоформирующих расходов и их сосредоточение в пределах пойменных бровок приведут к активному переформированию русла в плане, что выразится в увеличении интенсивности размыва пойменных яров: площади лугов, при этом будут сокращаться, а сооружения на берегах рек могут оказаться под угрозой выхода из строя.

Обычным явлением в нижних бьефах гидроузлов является трансгрессивная эрозия, вызванная существенным уменьшением твердого расхода при транзите наносов через водохранилище. Благодаря ей ниже плотин происходит понижение уровней воды при прохождении одних и тех же расходов (снижение кривой $Q = f(н)$). Этот процесс, действуя одновременно со снижением максимальной высоты половодья, будет способствовать выходу высоких пойменных уровней из-под сферы затопления, а также приведет к понижению уровня грунтовых вод и еще большему осушению поймы.

Если ниже плотин ожидается общее осушение днищ долин, то выше плотин в зонах подпора произойдут обратные явления, связанные с процессом регрессивной аккумуляции: уровни воды повысятся, увеличится ширина полосы весеннего разлива, глубина затопления пойм и его длительность. Поднимается также зеркало грунтовых вод.

Все это приведет к избыточному увлажнению пойм, к их заболачиванию и оживлению на них эрозионно-аккумулятивных процессов [Яковлева, 1973].

Подобные явления могут возникнуть и на тех реках, по которым избыток воды проектируется направить на юг, в Среднюю Азию. Там можно ожидать сокращение площадей пойм за счет размыва их при постоянно высоком по сравнению с естественным уровнем воды, или, наоборот, занесения пойм песком. Повышение уровня грунтовых вод в условиях полупустыни и пустыни вызовет интенсивное засоление почв на прилегающей к трассе переброски территории Каракумов.

Прогноз изменений русловых деформаций и ландшафтно-геоморфологического облика пойм рек, воды которых планируется использовать для орошения засушливого юга Срединного региона СССР, является важной составной частью комплексного прогноза изменения географической среды при перераспределении стока, и необходим при планировании развития судоходства на Сибирских реках, строительства на их берегах, промышленного водоиспользования, сельского хозяйства на поймах и многих других отраслей народного хозяйства.

814

ЛИТЕРАТУРА

Белый Б.В., Беркович К.М., Зайцев А.А., Рулева С.Н., Чалов Р.С. Исследования русловых процессов на больших реках Сибири. – Геоморфология, 1977, № 3.

Демин А.Г. Роль эоловых процессов в формировании рельефа пойм (на примере долины Нижнего Чарыша). – Вестн. Моск. ун-та. Сер. география, 1973, № 6.

Железняков Г.В. Некоторые особенности движения потока при выходе его на пойму. – В сб.: Управление поверхностными и подземными ресурсами и их использование. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Кирик О.М., Чернов А.В. Зависимость рельефа пойм Сибирских рек от географических условий. – Геоморфология, 1977, № 4.

Кирясов В., Мезенцев В. Иртыш в упряжке. Права № 299, 1978 г. 26.10.73.

Маккавеев Н.И., Чалов Р.С. Некоторые особенности дна долин больших рек, связанные с периодическими изменениями нормы стока. – В сб.: Вопросы географии, вып. 79. М.; Мысль, 1970.

Природно-мелиоративная характеристика Средней Азии и Казахстана, под ред. И.Н. Степанова. Пущино на Оке, 1976.

Степанов И.Н. Возможные изменения природно-мелиоративных условий среднего региона СССР в связи с переброской части стока сибирских рек на юг стран. – В кн.: Природно-мелиоративная х-ка Ср. Азии и Казахстана. Пущино на Оке, 1976.

Чалов Р.С. Рельеф пойм. – В кн.: Эрозия почв и русловых процессов, вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1970.

Чалов Р.С. Географические аспекты изучения руслового режима рек. – Изв. Всес. геогр. об-ва, 1972, т. 104, № 6.

Чалов Р.С., Белый Б.В. Районирование территории Сибири по характеру руслоформирующей деятельности рек. – Метеорология и гидрология, 1975, № 12.

Яковлева Л.В. Об изменении пойменных почв выше крупных водохранилищ. – В кн.: Оценка и картирование эрозионно-опасных и дефляционноопасных земель. М.: Изд-во МГУ, 1973.

С.Д. КАЗНОВ

К ВОПРОСУ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ПРИБРЕЖНО-СКЛОНОВЫХ ТЕРРИТОРИЯХ г. ГОРЬКИЙ

В связи с быстрым ростом городского населения увеличивается потребность в городских территориях, которая на ближайшие 20–25 лет в целом по стране составит около 2 млн. га. Резервным фондом городов являются прибрежно-склоновые и овражные территории, занимающие от 5 до 30% их площади. Для градостроительного освоения названных земель требуется оценка их инженерно-геологических условий, прогноз развития на них геодинамических процессов, дифференциация территорий в зависимости от интенсивности процессов.

Одним из наиболее значительных рельефообразующих процессов

814

на прибрежно-склоновых территориях г. Горький является оползневой. В настоящее время в результате проведения комплекса противооползневых работ в г. Горький тенденция к образованию крупных, глубоких оползней значительно уменьшилась. Наиболее распространенным видом оползневых смещений на склоновых территориях являются о п л ы в и н ы, закономерности образования которых изучены недостаточно. Оплывины нарушают движение транспорта по магистралям и съездам, проложенным по тальвегам оврагов и на склонах, вызывают разрушение инженерных коммуникаций и сооружений. На необходимость изучения оползневых процессов, наблюдения за ними, прогнозирования их проявления указано в постановлении Совета Министров СССР № 183 от 7 марта 1978 г. "О мерах по улучшению защиты населенных пунктов, предприятий, других объектов и земель от селевых потоков, снежных лавин, оползней и обвалов". Задачей автора являлась разработка методики прогноза оплывин и создание классификации склоновых территорий по степени местной устойчивости.

Прогноз оползневого процесса на склонах г. Горький нами рассматривался в 2 аспектах: прогноз в пространстве и прогноз во времени.

Для построения моделей прогноза вначале с помощью дисперсионного анализа устанавливался комплекс факторов наиболее значимо влияющих на образование оплывин. Таковыми оказались крутизна склона, экспозиция склона, генетический тип грунтов.

С помощью предложенной нами методики пространственного прогнозирования оплывин [Казнов, Масанкин, 1977] установлено, что для г. Горький наиболее вероятно появление оплывин на склонах западной и северо-западной экспозиций, крутизной 25-40°, деятельный слой которых представлен элювиально-делювиальными отложениями.

При математическом моделировании динамики процесса образования оплывин во времени наиболее предпочтительным для временного прогнозирования оказался метод нелинейного корреляционно-регрессионного анализа связи количества образующихся оплывин с различными природно-климатическими факторами. Полученные на основе указанного метода уравнения регрессии годового количества оплывин (y_t) с высотой снежного покрова (x_1) и глубиной промерзания (x_2) позволяют прогнозировать количество оплывин во времени.

$$y_t = 0{,}00358x_1^2 - 0{,}23072x_1 + 3{,}9950 \ (\eta = 0{,}898),\ldots \quad 1$$

$$y_t = 0{,}000004x_2^2 - 0{,}05969x_2 + 9{,}2567 \ (\eta = 0{,}738),\ldots \quad 2$$

где x_1 и x_2 – соответственно максимальная за зиму высота снежного покрова (см) и максимальная глубина промерзания (см).

Установлено, что наибольшее количество оплывин наблюдается в годы с наибольшей высотой снежного покрова и наименьшей глубиной промерзания.

Опыт построения моделей временного прогноза образования оплывин с помощью гармонического анализа показал удовлетворительную состоятельность применения этого метода. Однако, модели прогноза получаются очень громоздкими и требуют ежегодной корректировки.

Прогнозирование оплывин, основанное на их связи с изменением солнечной активности, является весьма приближенным и результаты прогноза получаются довольно расплывчатыми, в широких диапазонах.

Выполненные исследования пространственно-временных закономерностей образования оплывин позволили подойти к вопросу классификации склоновых территорий по степени устойчивости.

Ранее [Казнов, 1973] нами было установлено, что обеспеченность образования оплывин на склонах Окско-Волжского косогора в г. Горький хорошо описывается асимметричной биномиальной кривой распределения Пирсона III типа. При этом было сделано следующее допущение: вероятность появления оплывин во времени не изменяется. Казалось бы, по мере образования новых оплывин площадь территории, на которой возможно их появление в дальнейшем, уменьшается. В связи с этим и вероятность образования оплывин во времени уменьшается. Однако анализ данных по размерам происшедших оплывин на склонах Окско-Волжского косогора в г. Горький и сопоставление их с размерами территории, на которой они формируются, позволил констатировать следующее: а) площадь территории, пораженная оплывинами, значительно меньше территории, на которой может развиваться этот вид оползневых деформаций;

б) общий коэффициент пораженности исследуемой территории оползневыми деформациями типа оплывин очень мал и составляет 0,21%;

в) даже при линейном возрастании коэффициента пораженности склонов на ближайшие 2 десятилетия его величина не превысит 0,42%.

Поэтому в настоящее время для решения практических инженерных задач можно сделать допущение о том, что вероятность образования оплывин не изменяется.

Асимметричная биномиальная кривая обеспеченности [Казнов, 1973] определяет общий закон распределения оплывин независимо от параметров, характеризующих каждую оплывину: генетический тип грунта (ϵ), крутизна (a), экспозиция (β), высота (h) склона, вид растительности покрывающей склон (W), гидрогеологические (δ) условия и т.п. При этом усредняются параметры оплывин и фиксируется лишь сам факт образования оползневой деформации.

Однако, для построения классификации склонов по степени их местной устойчивости такого графика недостаточно. Необходимо проанализировать закон распределения оплывин не только в общем случае, но и по отдельным параметрам, характеризующим каждую оплывину (ϵ, a, β, h, W и т.д.). Для этой цели на основе статистической обработки данных, занесенных на перфокарты типа K-5,

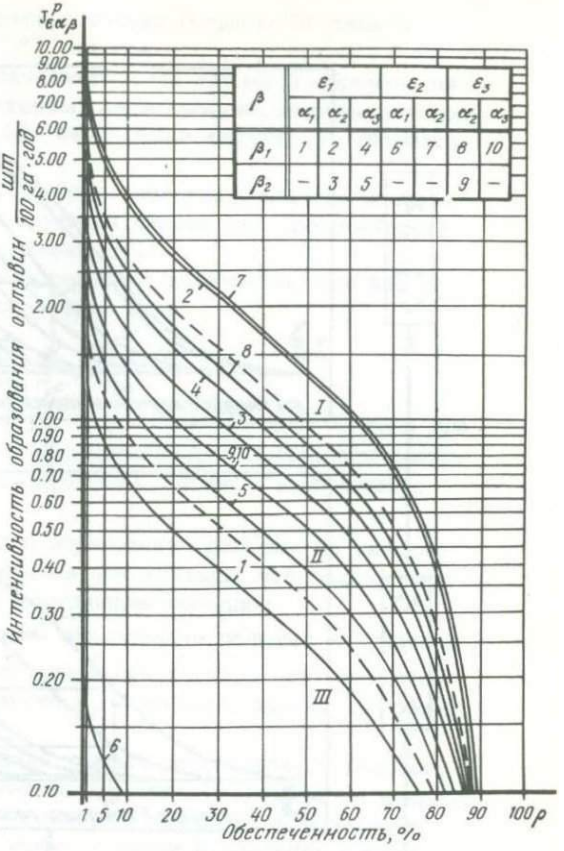


Рис. 1. Номограмма обеспеченности интенсивностей образования оплывин на склонах г. Горького

I – границы различных категорий устойчивости

Объяснение дано в тексте

определялись вероятности образования оплывин по отдельным градациям каждого фактора ($P_{\epsilon g}$, $P_{\alpha n}, \ldots, P_{\delta m}$).

В теории вероятностей [Вентцель, Овчаров, 1973] доказывается, что если случайные величины, подчиненные нормальному закону, подвергать любому линейному преобразованию, то будут получаться снова случайные величины, распределенные нормально.

Так как кривая нормального распределения принадлежит к семейству кривых Пирсона (кривая VIII типа), то справедливость вышесказанного можно утверждать и для кривой Пирсона III типа или асимметричной биномиальной кривой.

Поэтому законы распределения количества оплывин на склонах с определенными характеристиками каждого фактора выразятся следующим образом:

$$y^P_{\epsilon g} = y_P \cdot P_{\epsilon g}, \qquad (3)$$

. . . . . .

. . . . . .

. . . . . .

$$y^P_{\delta m} = y_P \cdot P_{\delta m}, \qquad (4)$$

где $y^P_{\epsilon g}$ ($y^P_{\delta m}$) – значения кривых распределения Пирсона III типа при обеспеченности "P" для склонов с определенным генетическим типом грунтов (с определенными гидрогеологическими условиями δm), шт/год;

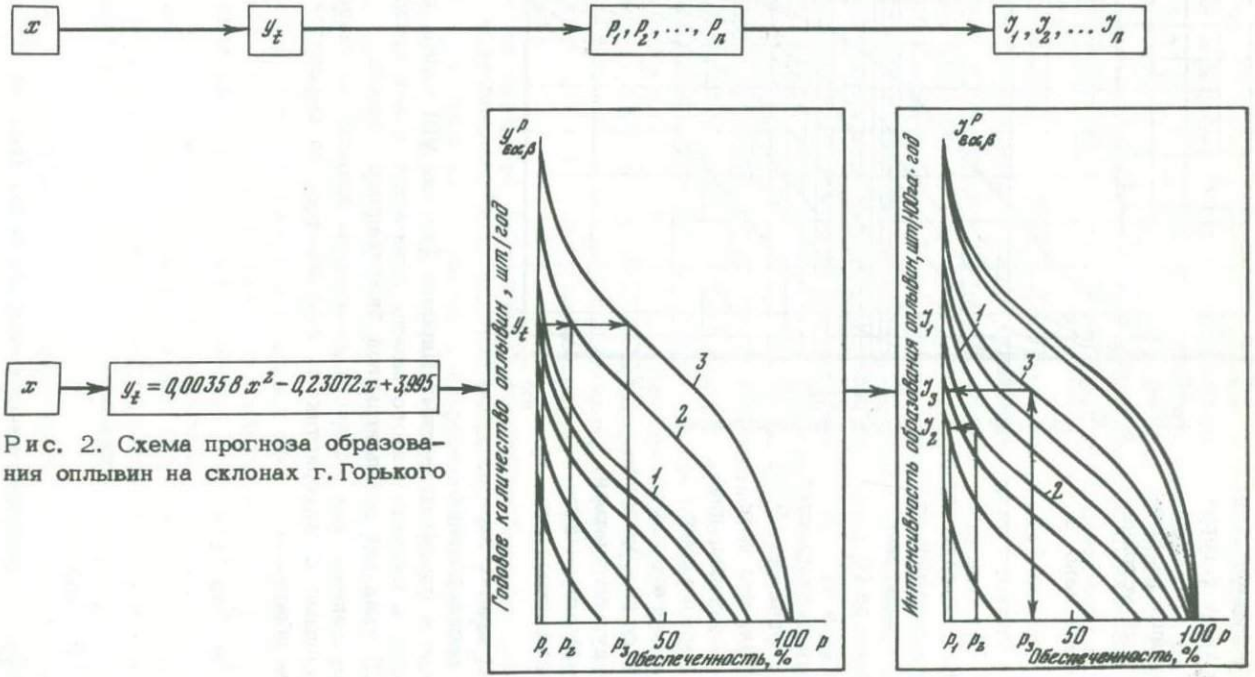


Рис. 2. Схема прогноза образования оплывин на склонах г. Горького

y_P – значение общей кривой распределения Пирсона III типа при определенной обеспеченности "P", шт/год.

Для выявления сложных закономерностей процесса образования оплывин на склонах от однофакторных зависимостей, которые описываются уравнениями (3),..., (4), необходимо перейти к многофакторным.

Как уже отмечалось выше, наиболее значимое влияние на формирование оплывин оказывают крутизна склона (a), генетический тип грунта (ϵ) и экспозиция склона (β).

Поэтому закон распределения годового количества оплывин в данном случае запишется в следующем виде:

$$y^{P}_{\epsilon_g a_n \beta_j} = y_P \cdot P(\epsilon_g a_n \beta_j) = y_P \cdot \beta_\epsilon \cdot P(a_n/\epsilon_g) \cdot P(\beta_j/\epsilon_g a_n), \qquad (5)$$

где $y_{\epsilon_g a_n \beta_j}$ – значения кривых распределения Пирсона III типа при обеспеченности "P" для склонов с определенным сочетанием факторов (генетический тип грунта – крутизна склона – экспозиция склона);

$P(a_n/\epsilon_g)$ – условная вероятность образования оплывин на склонах различной крутизны a_n, вычисленная при условии, что фактор генетический тип грунта ϵ_g имеет постоянное значение;

$P(\beta_j/\epsilon_g a_n)$ – условная вероятность образования оплывин на склонах различной экспозиции β_j, вычисленная при условии, что сочетание факторов – генетический тип грунта ϵ_g – крутизна склона a_n – имеет постоянное значение.

Следует отметить, что графики кривых распределения годового количества оплывин, построенные по формуле (5), были бы корректны в том случае, если склоны различной крутизны и экспозиции, с определенным генетическим типом грунтов в пределах исследуемой территории имеют равновеликие площади. Как правило, склоны с определенными морфометрическими параметрами занимают площади, различные по величине. Поэтому, для отражения реальной картины развития оползневого процесса в пространстве и времени, необходимо оперировать не годовым количеством оплывин, а интенсивностью оползневого процесса.

Под интенсивностью образования оплывин понимается количество оплывин, образующихся на единице площади в единицу времени. При этом кривые обеспеченности годового количества оплывин трансформировались в кривые распределения интенсивностей образования оплывин на склоне (рис. 1).

На рис. 1 приняты следующие условные обозначения:

ϵ 1 – элювиально-делювиальные отложения (edQ_{IV});

ϵ 2 – оползневые накопления ($_{dp}Q_{IV}$);

ϵ 3 – проблематичные по генезису, лёссовидные отложения (prQ_{II-III});

a 1 – крутизна склонов до 25°;

a 2 – крутизна склонов 25–40°;

a 3 – крутизна склонов свыше 40°;

Таблица

Классификация склонов г. Горький

Категория	Характеристика степени устойчивости	Характеристика интенсивности процесса образования оплывин	
		качественная	количественная, при 1% обеспеченности, шт/100 га год
I	Весьма неустойчивый	Очень высокая	5
II	Неустойчивый	Высокая Средняя	3–5 1,5–3
III	Условно устойчивый	Низкая	1,5
IV	Устойчивый	Нулевая	–

β 1 – склоны теневых экспозиций (*З, С–З, С, С–В*);
β 2 – склоны солнечных экспозиций (*В, Ю–В, Ю, Ю–З*).

Номограмма интенсивностей оплывин (см. рис. 1) дала возможность дифференцировать склоновые территории по степени местной устойчивости и условиям образования оплывин (таблица).

Проведенные исследования пространственно-временных закономерностей формирования оплывин позволили наметить схему прогноза появления последних на склонах г. Горький в зависимости от комплекса инженерно-геологических и климатических факторов (рис. 2).

ВЫВОДЫ

1. Разработанные методика и модели прогноза образования поверхностных деформаций типа оплывин позволяют прогнозировать интенсивность оползневого процесса на прибрежно-склоновых территориях г. Горький.

2. Предложенная классификация склонов г. Горький по степени местной устойчивости и условиям формирования оплывин дает возможность выполнить их районирование для целей хозяйственного освоения.

ЛИТЕРАТУРА

Вентцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория вероятностей. М.: Наука, 1973.

Казнов С.Д. К вопросу определения вероятности образования оплывин на склонах. – Сб.: Исследования в области строительства. – Тр. ГИСИ им. В.П. Чкалова, 1973, вып. 64.

Казнов С.Д., Масанкин В.И. Пространственные закономерности развития оползневых деформаций (г. Горький). – Изв. ВУЗов, Геология и разведка, 1977, № 10.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Всесоюзное совещание "Климат, рельеф и деятельность человека" (XV пленум Геоморфологической комиссии АН СССР) было проведено на географическом факультете Казанского ордена Трудового Красного Знамени государственного университета имени В.И. Ульянова-Ленина 11-15 октября 1978 г. В работе пленума приняли участие 180 специалистов геоморфологов, географов и геологов, представляющих 52 научные и производственные организации, университеты и другие вузы.

На совещании было обсуждено 202 доклада, посвященных анализу климатического и антропогенного факторов рельефообразования. Работа совещания проходила на пленарных заседаниях и в пяти секциях: 1) современные экзогенные процессы в различных климатических условиях; 2) антропогенные изменения геоморфологических процессов и антропогенный рельеф; 3) смена климатов и развитие рельефа; 4) климат, рельеф и полезные ископаемые; 5) теория и методы прогнозирования экзогенных процессов.

Исследования, проведенные советскими геоморфологами в последние годы, убедительно свидетельствуют о большой рельефообразующей роли климатического и антропогенного факторов. Значение этих факторов до недавнего времени недооценивалось. Становится очевидным, что не только тектонические движения, но и ландшафтно-климатические изменения, как естественные, так и антропогенно-обусловленные, определяют главные пути развития рельефа. Наряду с тектонически обусловленными фазами эрозии и аккумуляции, расчленения выравнивания рельефа существуют и климатически обусловленные фазы. В распространении экзогенных процессов рельефообразования, как естественных, так и антропогенно-обусловленных, проявляется зональность, в определенной мере отражающая общую ландшафтно-климатическую зональность нашей планеты. Глубокий анализ факторов экзогенного рельефообразования диктуется необходимостью поисков путей и методов регулирования и прогнозирования этих процессов. Эти вопросы являются составной частью общей проблемы "Человек и среда". Важный прикладной аспект анализа климатического фактора рельефообразования относится к проблеме изучения закономерностей формирования и распространения гипергенных и других полезных ископаемых, связанных с климатически-обусловленными типами рельефа и континентальных осадочных формаций.

В целях усиления исследований климатического и антропогенного факторов рельефообразования на совещании было постановлено:

I. Рассматривать климатические и антропогенные изменения образующей среды как важные факторы развития рельефа и считать необходимым значительно усилить исследования в этом направлении. На современном этапе представляется особенно важным решение следующих основных теоретических и методических вопросов:

1) создать общую теорию экзогенного рельефообразования, в том числе теорию морфоклиматической зональности;

2) разработать принципы картографирования, количественные, расчетные, стационарные и лабораторно-экспериментальные методы изучения и прогноза современных экзогенных процессов, как естественных, так и антропогенно-обусловленных, в различных климатических зонах и при разных типах современного и перспективного хозяйственного использования территории;

3) разработать классификацию антропогенного рельефа и методов надежного опознания антропогенных форм в натуре, на картах, аэро- и космофотоснимках;

4) выяснить соотношение тектонической и климатической цикличности как одного из главных механизмов рельефообразования и климатической этапности развития рельефа крупных регионов и ее соотношение с тектонической этапностью;

5) установить связи климатических обстановок прошлого с развитием процессов морфо- и литогенеза не только в речных долинах (террасообразование), но и в пределах всего речного бассейна;

6) изучить палеоклиматические аспекты морфоструктурного анализа;

7) изучить ландшафтно-климатическую и геоморфологическую обстановку формирования месторождений полезных ископаемых (гипергенных, россыпных, нефти и газа, угля, солей и др.).

II. В целях усиления исследований климатического и антропогенного факторов рельефообразования было рекомендовано:

1) поручить Геоморфологической комиссии АН СССР организовать работу межведомственной группы по составлению руководства по методам исследования современных экзогенных процессов в том числе антропогенно-обусловленных, согласовав эту работу с деятельностью Комиссии МГС по полевым геоморфологическим экспериментам;

2) в связи с развертыванием и организацией Мингео СССР работ по составлению карт современных экзогенных (физико-геологических) процессов необходимо создать инструкции по картированию этих процессов. Поручить Геоморфологической комиссии АН СССР организовать работу по созданию такой инструкции и привлечь к этой работе специалистов ВСЕГИНГЕО, ВСЕГЕИ, ИГАН СССР, Московского, Саратовского, Казанского университетов и других организаций;

3) создать при Геоморфологической комиссии АН СССР межведомственную рабочую группу по составлению программы исследований и руководства по геоморфологическому прогнозированию;

4) в целях оперативного осведомления заинтересованных организаций о проводимых исследованиях в области антропогенной геоморфологии поручить Геоморфологической комиссии АН СССР обратиться в ВИНИТИ с предложением об издании экспресс-информации по данной проблеме;

5) поручить Геоморфологической комиссии АН СССР предусмотреть в своем перспективном плане организацию освещения по проблемам антропогенного рельефообразования с широким привлечением всех заинтересованных организаций;

6) для выяснения вопросов, связанных с влиянием климатов прошлого на развитие рельефа, рекомендовать проведение в различных районах страны тематических полевых семинаров и симпозиумов. Возложить их организацию на региональные межведомственные геоморфологические комиссии. Поручить Геоморфологической комиссии АН СССР составить план таких мероприятий на ближайшее пятилетие;

7) рекомендовать кафедрам геоморфологии вузов усилить внимание к освещению проблемы антропогенного рельефообразование и геоморфологического прогнозирования в читаемых курсах, или ввести спецкурсы;

8) поручить Геоморфологической комиссии АН СССР издать труды настоящего совещания;

9) информацию об итогах Казанского совещания опубликовать в журналах "Геоморфология", "Советская геология", Известия ВГО", "Геология и геофизика".

III. Рассмотрели общие вопросы состояния советской геоморфологии и постановили:

1) поручить Геоморфологической комиссии АН СССР войти с ходатайством в соответствующие органы об увеличении объема журнала "Геоморфология";

2) просить сибирскую секцию геоморфологической комиссии АН СССР организовать регулярные издания тематических сборников по актуальным вопросам геоморфологии;

3) одобрить инициативу сибирской секции Геоморфологической комиссии АН СССР и сектора географии АН УССР о проведении очередных пленумов Геоморфологической комиссии в Новосибирске и Киеве;

4) Пленум отмечает, что издание серии монографий по "Истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока" (Москва "Наука", 1964-1976) относится к числу значительных событий в мировой геоморфологической науке.

IV. Участники совещания единодушно отметили большую работу, проделанную Оргкомитетом географического факультета Казанского государственного университета по организации и успешному проведению совещания и выразили им благодарность.

СОДЕРЖАНИЕ

I. СОВРЕМЕННЫЕ ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ В РАЗЛИЧНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ 3

А.В.Ступишин, Д.А.Тимофеев. Современные экзогенные процессы в различных климатических условиях 3

А.П.Рождественский. О климатической и структурной геоморфологии (к проблеме соотношения экзогенного и эндогенного геоморфогенеза) 12

О.А.Борсук, И.И.Спасская. Роль элементов ландшафтной оболочки Земли в экзогенном рельефообразовании 20

Н.В.Башенина, О.К.Леонтьев, Н.Н.Тальская, М.Г.Михайловская, Л.А.Скорнякова. Типы денудации и аккумуляции на геоморфологической карте Мира 26

И.Э.Веденская. Морфоклиматическая зональность на территории СССР и вопросы ее картографирования 33

А.Ф.Грачев, Данг Ван Бат. Методика определения интенсивности экзогенных процессов (на примере Горного Крыма) 40

II. АНТРОПОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И АНТРОПОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ 47

А.С.Кесь, Б.Ф.Косов. Антропогенные изменения геоморфологических процессов и антропогенный рельеф 47

З.А.Сваричевская, И.Л.Лутовинов. Техногенный морфогенез . . . 58

Н.Е.Фельдбарг. Нарушения динамического равновесия природной среды под воздействием антропогенных процессов 64

А.В.Ступишин, Ф.Ф.Бойко. Ландшафтная морфоструктура и антропогенные модификации лесного и лесостепного эрозионно-равнинного ландшафта в пределах Волго-Камского края 70

В.П.Чичагов. Антропогенный рельеф центрально- и окраинно-континентальных областей 77

В.И.Стурман. Количественная оценка антропогенного усиления механической и химической денудации в лесостепной и степной зонах . . 93

С.С.Воскресенский, А.М.Сокольский, Н.И.Белая. Антропогенное преобразование долин на Дальнем Востоке СССР 98

Е.А.Рубина. Формирование техногенного рельефа и развитие экзогенных процессов в районах открытых разработок полезных ископаемых 105

Е.Ф.Станкевич, М.М.Захаров, А.М.Захаров, А.Е.Станкевич, Р.С.Субботин. Антропогенный морфогенез на территории г. Казань 112

III. СМЕНА КЛИМАТОВ И РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА 118

А.А.Асеев, А.П.Дедков. Смена климатов и развитие рельефа 118

А.А.Асеев. Флювиальный морфо- и литогенез на равнинах под влиянием чередования гумидных и перигляциальных морфоклиматических условий 128

Ю.В.Бабанов, Г.П.Бутаков, В.И.Мозжерин. Перигляциальное рельефообразование на востоке Русской равнины 135
А.П.Дедков, В.И.Бурба, К.А.Шестаков, П.Г.Ясонов, И.В.Глейзер. Семиаридные литогенез и морфогенез в Поволжье на рубеже плиоцена и плейстоцена 142
С.В.Хруцкий, Э.В.Косцова. Разновидности склонов в зависимости от их формирования в межледниковых и перигляциальных условиях . . 148
А.Б.Басаликас, К.И.Швядас. Фазовость перигляциального преобразования рельефа безозерных холмисто-моренных возвышенностей (на примере Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато Литовской ССР) 155
Т.А.Серебрянная. Опыт количественной оценки темпов эрозионных процессов на территории Среднерусской возвышенности 163
Ч.Х.Ходжаев. Современное развитие рельефа пустынь под влиянием изменений климата 171

IV. КЛИМАТ, РЕЛЬЕФ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ 178

А.П.Сигов, Е.Ф.Станкевич, В.С.Шуб Климат, рельеф и полезные ископаемые 178
А.П.Сигов, В.С.Шуб. Рельеф, континентальные формации и полезные ископаемые горных стран как отражение смен климатов 184
Б.Ф.Горбачев. Полезные ископаемые кор выветривания как индикаторы воздействия палеоклиматических факторов на гетерогенный субстрат 193
Ю.П.Селиверстов. Роль рельефа и климата в формировании бокситовых месторождений 201
Н.Н.Арманд, Л.В.Спорыхина. Эволюция морфолитогенеза и россыпеобразования в связи с изменением климатических условий в кайнозое (на примере россыпей касситерита) 209
Е.Ф.Станкевич. Тектонические, геоморфологические и ландшафтно-климатические условия соленакопления 213
О.А.Раковец. Использование палеоклиматических данных при изучении проблематичных континентальных осадков по северо-западной периферии Восточного Саяна для составления палеогеоморфологических карт 219

V. ТЕОРИЯ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ 226

И.М.Зейдис, Ю.Г.Симонов, А.М.Трофимов. Теория и методы прогнозирования экзогенных процессов 226
Э.Э.Титов. Теория и методы прогнозирования развития экзогенных процессов (на примере склоновых процессов) 231
М.М.Маматкулов, Р.А.Ниязов, В.П.Пушкаренко. Экзогенные процессы Средней Азии и проблемы прогноза их формирования 241
А.М.Лехатинов. Дендрохронологические методы прогнозирования экзогенных рельефообразующих процессов 248
К.М.Беркович, А.В.Чернов. Рельеф пойм рек Западной Сибири и его изменения в результате предполагаемой переброски стока 255
С.Д.Казнов. К вопросу прогнозирования оползневых процессов на прибрежно-склоновых территориях г. Горький 260

ЗАКЛЮЧЕНИЕ 267

УДК 551.435

Современные экзогенные процессы в различных климатических условиях. Ступишин А.В., Тимофеев Д.А. В кн.: "Климат, рельеф и деятельность человека". М.: Наука, 1981. Обзор работы секции "Современные экзогенные процессы в различных климатических условиях". Рассмотрены дискуссионные моменты проблемы зональности их распределения и соотношения морфоклиматических зон с природными. Обращено внимание на необходимость дальнейшей разработки теоретических подходов и методов изучения динамики и интенсивности экзогенных процессов.

УДК 551.4

О климатической и структурной геоморфологии (к проблеме соотношения экзогенного и эндогенного геоморфогенеза). Рождественский А.П. – В кн.: "Климат, рельеф и деятельность человека". М., Наука, 1981.

Рассматривается вопрос о соотношении масштабов экзогенного и эндогенного морфогенеза. Заключения об этом можно делать на основе данных о величинах общей денудации и масштабах новейших и современных движений земной коры. При этом важное значение имеет концепция о рельефе, как саморегулирующейся системе. Библ. 34 назв.

УДК 551.435

Роль элементов ландшафтной оболочки Земли в экзогенном рельефообразовании. Борсук О.А., Спасская И.И. В кн.: "Климат, рельеф и деятельность человека". М., Наука, 1981.

Рассмотрены различия отдельных элементов ландшафтной оболочки Земли по степени выраженности в них зональных закономерностей и по степени их изменчивости во времени. Оценивается влияние различной степени концентрации потоков вещества на процессы рельефообразования на примере гидросферы. Подчеркивается необходимость соотнесения размерности форм рельефа или масштаба процесса с пространственно-климатическими характеристиками. Библ. 16 назв.

УДК 551.4:528

Типы денудации и аккумуляции на Геоморфологической карте мира. Башенина Н.В., Леонтьев О.К. и др. В кн.: "Климат, рельеф и деятельность человека". М., Наука, 1981.

Изложены принципы построения экзогенной части легенды Геоморфологической карты мира в масштабе 1:15 млн. Направленность экзогенных процессов зависит от тектонического режима морфоструктур, а их генетический тип – от климата. На дне океанов и морей экзогенные процессы подразделены на гидрогенные, гравитационные и биогенные. Глубина моря определяет тип денудации и аккумуляции. Библ. 9 назв., табл. 2.

УДК 551.4:528

Морфоклиматическая зональность на территории СССР и вопросы ее картографирования. Веденская И.Э. В кн.: "Климат, рельеф и деятельность человека". М., Наука, 1981.

Современная и древняя зональность является основным содержанием карт морфоскульптуры. Под морфоклиматической зональностью по-

нимается зональность самих скульптурных форм и их комплексов, исторически формировавшихся на определенной территории при специфической физико-географической обстановке. Рассмотрены принципы построения легенды карт морфоскульптуры. Библ. 6 назв.

УДК 551.435

Методика определения интенсивности экзогенных процессов (на примере Горного Крыма). Грачев А.Ф., Данг Ван Бат. – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М.; Наука, 1981.

Дана методика установления интенсивности денудации, определяемой количеством вещества, снесенного в единицу времени с единицы площади. Выяснена зависимость этого параметра от устойчивости пород к размыву. Библ. 6 назв. Табл. 2.

УДК 551.438

Антропогенные изменения геоморфологических процессов и антропогенный рельеф (доклад кураторов секции). Кесь А.С., Косов Б.Ф. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Доклады, представленные на секцию "Антропогенные изменения геоморфологических процессов и антропогенный рельеф", разделяются на 4 группы, посвященные: общим вопросам антропогенной геоморфологии, изменениям рельефа при различных видах использования территории, методике оценки изменений рельефа, развитию антропогенных процессов по зонам и крупным регионам. Отмечается, что недостаточное внимание уделено разработке количественных методов, вопросам рационального землепользования, предупреждению и борьбе с вредными последствиями антропогенных изменений. Недостаточно разработан ряд теоретических вопросов. Исследования нередко проводятся несогласованно. Некоторые проблемы рекомендуются для разработки в первую очередь.

УДК 551.438

Техногенный морфогенез. Сваричевская З.А., Лутовинов И.Л. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Характеризуются две основные ветви техногенного морфогенеза: 1) прямой техногенный и 2) техногенно-природный. Географические условия могут как тормозить, так и стимулировать деятельность человека. Предлагается классификация форм техногенного морфогенеза, построенная по принципу причинности образования этих форм. Библ. 8 назв. Табл. 1.

УДК 551.438

Нарушения динамического равновесия природной среды под воздействием антропогенных процессов. Фельдбарг Н.Е. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Обсуждаются последствия нарушений динамического равновесия в ландшафтах под влиянием хозяйственных мероприятий в различных природных условиях. В общей форме намечаются соотношения между типами рельефа и его антропогенными изменениями. Рассматриваются вопросы изображения этих соотношений на геоморфологических картах. Библ. 8 назв.

814

35-1

УДК 551.438

Ландшафтная морфоструктура и антропогенные модификации лесного и лесостепного эрозионно-равнинного ландшафта в пределах Волго-Камского края. Ступишин А.В., Бойко Ф.Ф. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Характеризуются ландшафтная морфоструктура Приволжской и Бугульминско-Белебеевской возвышенностей. Нижнего Заволжья и Вятско-Камского плато, а также особенности антропогенных модификаций в их пределах, приведшие к многочисленным нарушениям динамического ревновесия и естественной природной структуры. Библ. 9 назв.

УДК 551.438

Антропогенный рельеф центрально- и окраинноконтинентальных областей. Чичагов В.П. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М. Наука, 1981.

Рассматриваются два типа геоморфологических областей, на территории которых существенно по-разному антропогенная деятельность изменила первичный рельеф. Библ. 24 назв.

УДК 551.438

Количественная оценка антропогенного усиления механической и химической денудации в лесостепной и степной зонах. Стурман В.И. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Излагаются результаты исследований в бассейнах рек Уй, Суундук, Орь, Чаган. Отмечается, что в результате распашки целины интенсивность механической, химической денудации значительно увеличилась. Степень антропогенного усиления денудации в каждом конкретном случае зависит от целого ряда факторов: геологического строения, рельефа, климата, характера использования земель. Библ. 11 назв. Илл. 1. Табл. 4.

УДК 551.438

Антропогенное преобразование долин на Дальнем Востоке. Воскресенский С.С., Сокольский А.М., Белая Н.И. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Рассматриваются последствия добычи полезных ископаемых, в основном, россыпных, на ландшафты долин Дальнего Востока. В зависимости от характера преобразования рельефа территория подразделяется на несколько типов. Косвенные (сопутствующие) нарушения природной среды в 20-200 раз превышают размеры площадей непосредственного нарушения в результате горных работ. Также увеличивается степень загрязнения рек и вынос взвешенных наносов. Предполагается, что интенсивность воздействия хозяйственной деятельности в области горнорудной промышленности к 2000 году примерно учетверится. Табл. 2.

УДК 551.438

Формирование техногенного рельефа и развитие экзогенных процессов в районах открытых разработок полезных ископаемых. Рубина Е.А. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

На основании исследований буроугольных месторождений Подмосковного бассейна и ГДР разбираются вопросы формирования техноген-

814

ного рельефа и развития экзогенных процессов в районах открытых разработок полезных ископаемых. Систематизируется материал по склоновым процессам на бортах карьеров и склонах отвалов. Подчеркивается роль геоморфологического картирования для решения вопросов восстановления и использования территорий, нарушенных открытыми разработками. Библ. 7 назв. Табл. 2.

УДК 551.438

Антропогенный морфогенез на территории г. Казань. Станкевич Е.Ф., Захаров М.М. и др. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Обобщаются данные по антропогенному морфогенезу на территории г. Казань. Отмечается, что наибольшее воздействие хозяйственная деятельность, особенно при подготовке ложа Куйбышевского водохранилища, оказала на рельеф пойменных террас рек Волга и Казанка. Существенные изменения произошли в рельефе надпойменных террас, коренного берега р.Волга и на прилегающих к городу территориях. Илл. 2.

УДК 551.4

Смена климатов и развитие рельефа (доклад кураторов секции). Асеев А.А., Дедков А.П. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Обсуждаются доклады секции "Смена климатов и развитие рельефа", материалы которых показывают, что наряду с тектоническими движениями, климатические изменения являются важнейшим фактором преобразования рельефа. В качестве индикаторов климатов прошлого рассматриваются разнообразные формы и элементы рельефа: поверхности выравнивания, речные долины и террасы, склоновые, криогенные, ледниковые и эоловые формы, карст. Обобщение материалов по составу рыхлых отложений позволило наметить климатически обусловленную этапность изменения состава континентальных отложений, начиная с поздней перми – раннего триаса по четвертичный период включительно. Отмечается, что с этапами изменения состава континентальных отложений совпадает этапность развития рельефа.

УДК 551.4

Флювиальный морфо- и литогенез на равнинах под влиянием чередования гумидных и перигляциальных морфоклиматических условий. Асеев А.А. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

На примере внутренней части Русской равнины рассматривается проблема развития эрозионной сети равнин гумидной зоны, морфология которой, также как и строение флювиальных отложений отражают неоднократную смену ледниковых и межледниковых эпох. Характеризуются отдельные этапы развития эрозионной сети в четвертичное время. Подчеркивается, что флювиальный рельеф относительно быстро перестраивается в соответствии с изменениями морфоклиматической обстановки. Библ. 17 назв.

УДК 551.343

Перигляциальное рельефообразование на востоке Русской равнины. Бабанов Ю.В., Бутаков Г.П., Мозжерин В.И. – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

814

Освещаются вопросы изучения перигляциального морфогенеза на востоке Русской равнины, характеризуются отложения и формы рельефа, связанные с развитием перигляциальных условий. В течение плейстоцена выявляется направленное изменение климата перигляциалов в сторону иссушения, максимум которого достигался в осташковское время. Внутри плейстоценовой перигляциальной гиперзоны устанавливается отчетливая внутренняя зональность процессов и форм рельефа. Библ. 15 назв. Илл. 1.

УДК 551.4

Семиаридные литогенез и морфогенез в Поволжье на рубеже плиоцена и плейстоцена. Дедков А.П., Бурба В.И. и др. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Характеризуются строение и условия формирования толщи сыртовых глин в Заволжье. Отмечается, что Сыртовое Заволжье в конце плиоцена – начале плейстоцена явилось одним из фрагментов широкой саванной и пустынно-степной полосы. Подчеркивается значительная роль позднеплиоценового и раннеплейстоценового семиаридного морфогенеза в формировании рельефа Поволжья. Библ. 12 назв. Илл. 2.

УДК 551.4

Разновидности склонов в зависимости от их формирования в межледниковых и перигляциальных условиях. Хруцкий С.В., Косцова Э.В. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

На территории Центрально-Черноземных областей выделяется несколько разновидностей склонов, имеющих весьма разнообразное строение в зависимости от того, какие процессы имели преимущественное развитие при их формировании. Местные различия строения склонов объясняются литологическим составом рельефообразующих пород. Библ. 7 назв. Илл. 1.

УДК 551.435

Фазовость перигляциального преобразования рельефа безозерных холмисто-моренных возвышенностей (на примере Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато Литовской ССР). Басаликас А.Б., Швядас К.И. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука,

Разбираются вопросы формирования и развития рельефа Мядининкской возвышенности и Эйшишкского плато. Различия в степени сохранности ледниковых форм рельефа, строение делювиально-солифлюкционных плащей и разновозрастные генерации долин и перигляциальных балок указывают на наличие нескольких фаз перигляциального преобразования рельефа возвышенностей. Библ. 9 назв. Илл. 2.

УДК 551.438

Опыт количественной оценки темпов эрозионных процессов на территории Среднерусской возвышенности. Серебрянная Т.А. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

На основе изучения серий органогенных осадков, перекрытых делювиальными и пойменно-аллювиальными отложениями в центральных и периферических частях Среднерусской возвышенности, при помощи радиоуглеродного и палеоботанического методов установлены темпы плоскостной эрозии и накопления пойменного аллювия. Библ. 10 назв. Илл. 1.

814

УДК 551.435

Современное развитие рельефа пустынь под влиянием изменений климата. Ходжаев Ч.Х. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Отмечается, что современный рельеф пустынь создан в результате изменений в процессах эолового переотложения песков, связанных с 35-40 летними циклами увлажнения и усыхания климата. Изменения носят поступательный характер. Каждый новый цикл завершается дальнейшим возрастанием роли биотических компонентов, что ведет к постепенному сглаживанию местных различий и уменьшению общей динамичности рельефа. В современную сравнительно прохладную фазу цикла (1950-1990 гг.) искусственно вызванная дефляция быстро локализуется и прекращается по мере восстановления естественных почвенно-растительных условий. Влияние хозяйственной деятельности человека пока носит локальный характер. Библ. 15 назв.

УДК 551.435:551.311:231

Климат, рельеф и полезные ископаемые. Сигов А.П., Станкевич Е.Ф., Шуб В.С. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М.: Наука, 1981.

Обзор работы секции "Климат, рельеф и полезные ископаемые". Рассматриваются вопросы климатической и геоморфологической обусловленности геохимических типов гипергенеза и формирования полезных ископаемых. Основное внимание уделено корам выветривания, карстовым явлениям, а также ландшафтно-геоморфологическим условиям галогенеза и россыпеобразования.

УДК 551.435:551.311

Рельеф, континентальные формации и полезные ископаемые горных стран как отражение смен климатов. Сигов А.П., Шуб В.С. - В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

На примере Урала анализируются зависимости между цикличным развитием рельефа, изменениями климата и полезными ископаемыми. Предложена корреляция, согласно которой теплому гумидному климату, соответствовали пенеплены с каолиновыми латеритными корами выветривания, засушливому, - педиплены с красноземной корой, холодному - поверхности врезания с корой физического выветривания. Илл. 2, Табл. 1

УДК 551.311:553.2

Полезные ископаемые кор выветривания как индикаторы воздействия палеоклиматических факторов на гетерогенный субстрат. Горбачев Б.Ф. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Одной из форм цикличности геологического развития является цикличное формирование кор выветривания в связи с определенными геоморфологическими и палеоклиматическими условиями. Каждая эпоха выветривания может быть подразделена на основные и второстепенные этапы (ритмы). Рассматривается общая зависимость между составом исходных пород и особенностями месторождений полезных ископаемых, образующихся в ходе выветривания. Эти особенности могут служить индикаторами палеоландшафтных условий. Библ. 3 назв. Илл. 2.

УДК 551.435:551.311

Роль рельефа и климата в формировании бокситовых месторождений Селиверстов Ю.П. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Рассматриваются соотношения создания типично латеритных бокситовых залежей от рельефа. Геоморфологическое строение территории определяет особенности ее покровных образований. Новообразованные скопления руд, сформированные при денудационном рельефообразовании с созданием кор выветривания подразделяются на гипергенные и диспергенные. Они образуются в однотипных климатических условиях в субэкваториальной зоне. Библ. 7 назв. Илл. 3.

УДК 551.435

Эволюция морфолитогенеза и россыпеобразования в связи с изменением климатических условий в кайнозое (на примере россыпей касситерита). Арманд Н.Н., Спорыхина Л.В. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Различия в интенсивности и направленности формирующих россыпи экзогенных факторов предопределяется режимом развития морфоструктур региона. Тип экзогенных процессов обусловлен природно-климатическими зональными условиями. Формирование верхнеплейстоценовых россыпей в восточных регионах СССР происходило в межледниковые эпохи увеличения влажности и усиления флювиальных процессов при уменьшении роли склоновых процессов. Библ. 7 назв.

УДК 551.435:551,311

Тектонические, геоморфологические и ландшафтно-климатические условия соленакопления. Станкевич Е.Ф. – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Соленакопление осуществляется в непрерывно прогибающихся плоских впадинах, причем накопление терригенного материала в окраинных частях бассейна идет быстрее, чем накопление солей в его центре. В питании солеродных бассейнов преобладают воды континентального стока и соленакопление происходило в озерах-морях соответствующего возраста. Библ, 12 назв.

УДК 551.435.22

Использование палеоклиматических данных при изучении проблематичных континентальных осадков по северо-западной периферии Восточного Саяна для составления палеогеоморфологических карт. Раковец О.А. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Рассмотрены основные литолого-минералогические особенности отложений мел-палеогена. Каждый выделенный комплекс осадков различается по палеоклиматическим и палеогеоморфологическим условиям формирования. Библ. 8 назв. Илл. 1.

УДК 551.435

Теория и методы прогнозирования экзогенных процессов. Зейдис И.М., Симонов Ю.Г., Трофимов А.М. – В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Определены предмет и методы прогнозирования, исходя из общего

принципа, что экзогенные процессы, формы рельефа и комплексы рыхлых отложений образуют целостные объекты – морфолитосистемы. Описаны основы качественного, статистического методов и метода построения имитационных моделей.

УДК 551.435

Теория и методы прогнозирования развития процессов (на примере склоновых процессов). Титов Э.Э. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Рассмотрены основные положения эмпирического и теоретического прогнозирования на основе принципов системного анализа. Предложена классификация солифлюкции и десерпции. Подчеркивается значение стационарных балансовых исследований. Библ. 26 назв. Илл. 2. Табл. 1

УДК 551.435

Экзогенные процессы Средней Азии и проблемы прогноза их формирования. Маматкулов М.М., Ниязов Р.А., Пушкаренко В.П. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Дается краткая характеристика обвальных, оползневых, солевых, карстовых и др. процессов в Средней Азии. Прогнозирование места, масштаба и времени проявления экзогенных процессов возможно на основе анализа исторически сложившейся среды развития этих процессов, учитывая тесную взаимосвязь геологических и геоморфологических факторов. Библ. 2 назв.

УДК 551.435

Дендрохронологические методы прогнозирования экзогенных рельефообразующих процессов. Лехатинов А.М. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Описаны методы и способы прогнозирования селевых потоков с помощью дендрохронологических исследований. Обосновывается перспективность этого метода и при изучении других экзогенных процессов. Илл. 2.

УДК 551.436

Рельеф пойм рек Западной Сибири и его изменения в результате предполагаемой переброски стока. Беркович К.М., Чернов А.В. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Характеризуется рельеф пойм и поймообразующие процессы в зависимости от влияния геологических и физико-географических факторов. Прогноз изменений русловых деформаций и облика пойм является составной частью комплексного прогноза изменений географической среды при перераспределении стока. Библ. 12 назв.

УДК 551.435.6

К вопросу прогнозирования оползневых процессов на прибрежно-склоновых территориях г. Горького. Казнов С.Д. В кн.: Климат, рельеф и деятельность человека. М., Наука, 1981.

Предлагаются методика и модели прогноза образования поверхностных деформаций типа оплывин на прибрежно-склоновых территориях. Разработана классификация склонов по степени их устойчивости и условиям формирования оплывин. Библ. 3 назв. Илл. 2. Табл. 1

КЛИМАТ, РЕЛЬЕФ
И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ ЧЕЛОВЕКА

Утверждено к печати
Геоморфологической комиссией
и Институтом географии АН СССР

Редактор *Т.Ю. Маренина*
Редактор издательства *О.М. Ванюкова*
Художник *Е.Н. Волков*
Художественный редактор *Т.И. Алексеева*
Технический редактор *Г.И. Астахова*
Корректор *В.Н. Пчелкина*

ИБ № 21216

Подписано к печати 22.1.81. Т – 03017
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная №2
Печать офсетная. Усл. печ.л. 17,5. Уч.-изд.л. 20,7
Тираж 1150 экз. Тип. зак. 814
Цена 3р. 20 к.

Производственно-издательский комбинат ВИНИТИ
Люберцы, Октябрьский просп., 403

3497

3 р. 20 к.