

Физико-географические исследования

УДК 551.435.44

А.Г. Илларионов

К ЭВОЛЮЦИИ КАРСТА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАУРАЛЬСКОГО ПЕНЕПЛЕНА

Карст рассмотрен здесь в связи с проблемой определения времени образования и возраста земной поверхности. Он покрыт осадками платформенного чехла или покровного комплекса. Несмотря на это, карст «просвечивается» из-под отложений покровного комплекса с глубин от 50–55 м до 70 м. На дневной поверхности его контролируют суффозионные западины. Как природная система покрытый карст состоит из карстовой воронки и заполняющих ее бокситоносных образований. Его развитие определялось тектоническим режимом, климато-ландшафтной обстановкой и свойствами отложений покровного комплекса. Относительная стабильность (динамическое равновесие) системы на определенных рубежах нарушалась вследствие приобретения одним из факторов морфогенеза «избыточности» в своем проявлении. На эти рубежи приходится время перестройки карста в соответствии с его характеристиками на предшествующем этапе развития; конкретно в районе – образование сингенетических и эпигенетических холмов. Их морфологическая выраженность зависела от состава бокситоносной толщи, и она же определяла активность проявления суффозии над древним карстом на современной земной поверхности. Следовательно, морфология земной поверхности отражает процессы, уходящие в глубокую геологическую древность. Интегральное проявление процессов морфогенеза геологического прошлого на современной земной поверхности обуславливает ее полигенетичность и гетерохронность. Эти ее свойства, отмеченные (в конце прошлого века) ведущими геоморфологами страны, остались до сих пор теоретически неосмысленными. Отсутствуют и приемы их картографического выражения. В статье обозначены объективные трудности, связанные с решением рассматриваемой проблемы.

Ключевые слова: Зауральский пенеПЛен, карст, время формирования и возраст рельефа земной поверхности.

...Весь современный рельеф является одновременно и реликтовым, ибо он подготовлен предшествующим развитием, составляя его порождение, его итог, а вместе с тем основу и во многих конкретных ситуациях вероятный прообраз будущего рельефа.

[29. С. 17]

Исследуемая территория находится в юго-западной части Кустанайской области Казахстана. Она включает водораздел рек Аят и Тобол и придолинные участки последнего в верхнем, меридиональном, участке его течения (рис. 1). С запада к этой территории примыкает Орское Зауралье, включающее в себя водосборы истоков р. Тобол и ее левобережных притоков (Сынтасты, Шартанды и др.), а также водосборы левых притоков р. Урал (Суундука и Кумака). Орское Зауралье, по исследованиям А.Д. Наумова [1], воплощает в себе наиболее характерные черты геолого-структурного положения, геоморфологического строения и палеогеографические условия развития мезозойского пенеПЛена. Выявленные им черты строения и развития пенеПЛена присущи всей территории Зауралья. Здесь, в зоне перехода от Уральских гор к равнинам Западной Сибири и Тургая, пенеПЛен сохранил свои относительно слабо преобразованные черты строения.

Одной из характерных особенностей геоморфологического строения рассматриваемой части Зауральского пенеПЛена является сильная закарстованность ее поверхности. Карст данной территории изучен достаточно хорошо в силу приуроченности к нему раннемеловых бокситоносных отложений [2; 3]. Мне он знаком по результатам своих исследований в начале 1970-х годов. Эти исследования были поставлены для оценки результативности прогнозирования бокситоносности древних карстовых форм на стадии поисковых работ на основе геоморфологических признаков.

Потребность повторного обращения автора к карсту Зауралья возникла в связи с размышлениями о поиске возможных путей решения «вечных задач» нашей науки. В отечественной геоморфологии одной из таких задач является поиск, разработка и дальнейшее совершенствование научно обоснованных приемов и методов установления времени образования и возраста рельефа земной поверхности. Этому в значительной степени посвящена данная публикация.

Материалы и методы исследований

В статье использованы архивные материалы автора. Они включают: 1) данные поисково-разведочного бурения по сетке скважин 50×50 м, местами 25×25 м; 2) результаты дешифрирования материалов аэрофотосъемки масштаба 1:15000–1:30000; 3) результаты детальных полевых нивелировочных работ. Район исследования показан на рис. 1.

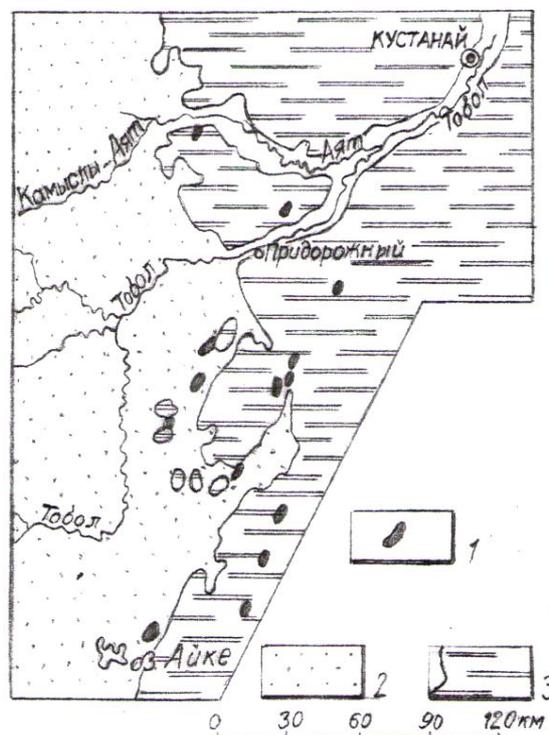


Рис. 1. Район исследований: 1 – места распространения бокситоносного карста; 2 – пенеппен под континентальными верхнеолигоцен-миоценовыми и плиоцен-четвертичными осадками; 3 – контур сплошного распространения отложений тасаранского моря.

Результаты и их обсуждение

Карст данной территории с начала его проявления и выражения на современной земной поверхности рассматривается в этой работе как единая субстанция – материальный объект, неотъемлемым и важнейшим атрибутом которого являются характерные для него пространственно-временные отношения. В ходе эволюции этого материального объекта ведущий процесс его образования – *рас-творяющая деятельность поверхностных и подземных вод* – существенно менялась в одной из атрибутивных его характеристик – во времени. В то же время его пространственные характеристики оставались относительно устойчивыми. Такие геоморфологические объекты, обладая всеми свойствами целостных природных систем, имеют явные преимущества перед крупными формами с точки зрения выявления их структуры и функционирования. Они резче обособляются своими границами, видом и характером взаимосвязей с окружающей средой.

Карст здесь имеет довольно сложную структуру. Его составными элементами являются: 1) пенеппен и фиксирующая его кора выветривания; 2) карстовые массивы пенеппена; 3) бокситоносная толща, заполняющая карстовые формы; 4) осадочный чехол, перекрывающий поверхность пенеппена и древние карстовые формы; 5) суффозионные формы современной земной поверхности, контролируемые пространственным положением древних карстовых форм.

Герцениды и структуры более древних тектонических циклов Урала в рассматриваемом районе представляют собой систему узких антиклинальных и синклиналиных складок, как правило разделенных друг от друга глубинными разломами. Они картируются в виде отдельных «чешуй» или «пластин» и сложены комплексом осадочных и эффузионно-осадочных пород девона и карбона, провранных интрузиями позднего палеозоя.

Эти структуры складчатого основания «срезаны» под единый геоморфологический уровень *поверхностью пенеплена*. Его открытые участки, на меридиональном участке течения Тобола, располагаются на абс. отметках 320–340 м. Отсюда поверхность пенеплена начинает постепенно погружаться на восток, в сторону Тургайского прогиба. В пределах последнего на поверхность пенеплена ложатся осадки платформенного чехла, образуя пологую Троицко-Камышинскую моноклинал [4]. К востоку разрез осадочного чехла последовательно увеличивает свою мощность, приращивая снизу к неоген-четвертичным отложениям сначала континентальные, затем морские палеогеновые отложения.

Образованием, коррелятным времени формирования пенеплена, является *древняя кора выветривания* [5; 6]. Теплый гумидный климат и относительно продолжительные этапы вялого тектонического режима способствовали установлению двух этапов корообразования: в конце среднего триаса (ранне-мезозойский) и в послепорское время – до начала аккумуляции альб-сеноманских отложений мела (поздне-мезозойский). В рассматриваемом районе развита поздне-мезозойская кора выветривания [3].

Ее полный профиль, состоящий из образований разных по вещественному и химическому составу, имеет хорошо выраженную вертикальную зональность. В этом профиле снизу вверх выделяют следующие зоны: обломочную, гидрослюдистую, сиаллитную (монтмориллонит-каолиновую) и ферраллитную (латеритную) [6]. Сохранность полного профиля коры выветривания свидетельствует обычно о слабой трансформации исходной поверхности пенеплена. В исследуемом районе она претерпела незначительную переработку под воздействием последующих процессов континентальной денудации и абразии мел-палеогеновых морей.

Полнота профиля и мощность коры выветривания зависят от вещественного состава и тектонической структуры коренных пород. Мощность ее полного профиля над магматическими породами и терригенными осадками достигала 30–40 м; до 12–15 м снижалась на известняках; первыми метрами и только обломочной зоной была представлена на кварцитах и яшмах. Мощность коры несколько раз возрастала на контакте разных литолого-петрографических комплексов или в зоне интенсивного дробления горных пород вдоль элементов разрывной тектоники.

Кора выветривания, фиксирующая пенеппен, как известно, имеет двойную поверхность [7]. Ее дневная поверхность, соответствующая в целом топографии пенеплена, представляет «почти равнину». Нижняя поверхность коры выветривания или ее подошва, отделяющая «выветрелую породу от неразрушенной породы», представляет собой «фронт выветривания» или ее «базальную поверхность». Глубина залегания «базальной поверхности» от дневной поверхности, как мы отметили, определяется вещественным составом и геологической структурой субстрата. Амплитуда относительного колебания высот базальной поверхности, предопределенная этими условиями, может колебаться от первых десятков до первых сотен метров.

Поверхность пенеплена через особенности строения своего рельефа, несомненно, оказывала существенное влияние на режим и состав поверхностных и подземных вод, размыв коры выветривания и на заполнение ее образованиями карстовых форм.

Карстующие массивы представляют собой выход на денудационный срез пенеплена узких полос («пластин») или линз нижнекарбонатовых известняков шириной от 3–5 до 12–15 км и протяженностью первые десятки километров.

Древние карстовые формы, как правило, перекрыты осадками платформенного чехла («покровного комплекса»), имеющими разный литолого-фациальный состав и разную мощность. Следовательно, карст здесь, согласно классификации [8], «покрытый». Однако в зависимости от состава и мощности покровного комплекса он обладает свойством «просвечиваться» через него и картироваться на современной дневной поверхности в форме суффозионных западин (рис. 2). Максимальная глубина «просвечивания» покрытого карста составляет 70 м, в среднем 50–55 м. При более глубоком погружении поверхности пенеплена древний карст теряет свою морфологическую выраженность; он превращается в «погребенный» или «глубинный» [8] и становится объектом палеогеоморфологических исследований.

Детальность изучения покрытого карста, выраженного в современном рельефе, определяется объемом информации, полученной в результате поисково-разведочного бурения в контурах карстовых массивов. Несмотря на относительно густую сетку скважин (50×50 м, местами 25×25 м), удалось получить лишь общие морфологические и морфометрические характеристики покрытого карста. Более существенными для расшифровки его эволюции помимо данных поисково-разведочного бурения стали лабораторные исследования физико-химических характеристик бокситоносной толщи и осадков покровного комплекса.

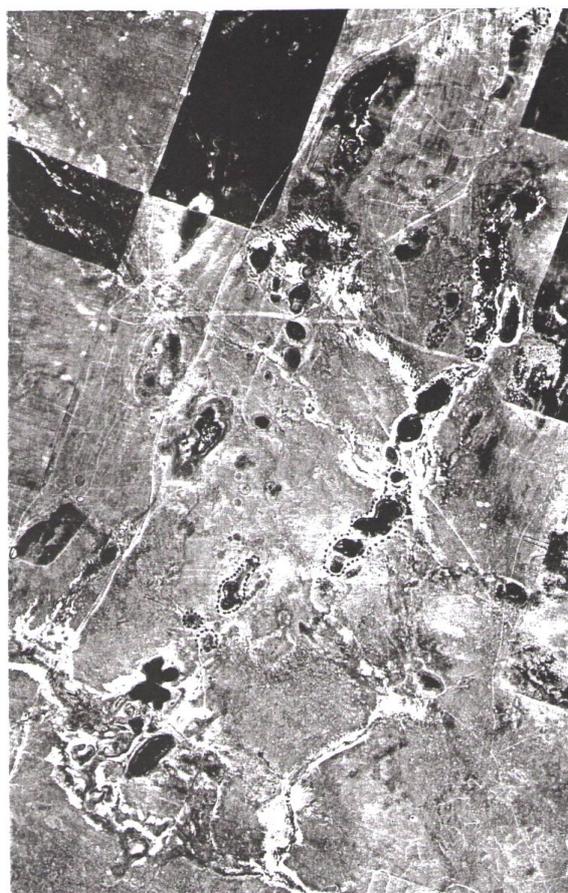
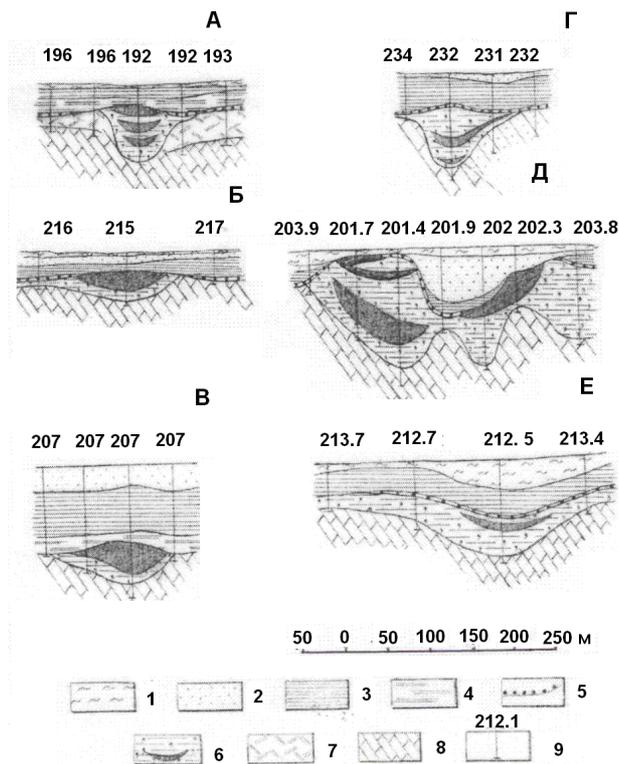


Рис. 2. Современные суффозионные западины, контролируемые пространственным положением древних карстовых форм

Изолированные карстовые формы, расположенные вне контуров крупных карстовых полей и депрессий, по своей морфологии разделяются на две категории: относительно крупные и мелкие. Первые представлены в поперечном сечении в виде типичных воронок и неглубоких чаш (рис. 3, А, Б, В). Они имеют в плане овальные, иногда заметно вытянутые очертания. Ширина их в меньшем поперечнике колеблется от 150 до 225 м (в среднем около 190 м). Соотношение глубины воронок к их ширине составляет 1:2–1:4. Редко встречаются колодцы с равным соотношением ширины и глубины или большим значением глубины над шириной. Мелкие формы имеют в плане, как правило, правильную округлую форму при средней ширине в поперечнике 115 м и глубине около 40 м.

Глубина карстовых форм определялась, очевидно, базисом карстования, соответствующим днищу речных долин, расчленяющих карстовый массив, или уровню «окраинной равнины карста». Различная глубина карстовых форм в пределах одного карстующего массива свидетельствует, скорее всего, об изменении положения базиса карстования в ходе эволюции карста. Эта ситуация могла быть обусловлена и другим обстоятельством – «чистотой» карстующих пород. Наличие глинистых частиц и их неравномерное распределение в толще карстующих пород приводят, как известно, к постепенному накоплению на локальных участках конечных продуктов растворения карбонатных пород в виде плаща «терра-россы» (или слоя «красной земли»). Глинистый слой красной земли на карстующих породах кольматирует поноры, образовавшиеся в зоне свободной вертикальной циркуляции поверхностных вод и приостанавливает дальнейшее развитие карста.

Бокситоносная толща, заполнившая карстовые формы, представлена компактной линзой каменистых, рыхлых или глинистых бокситов. Слоями каолиновых или монтмориллонитовых глин бокситы, как правило, разделены на отдельные линзы мощностью от 3–5 до 35–50 м. Накопление бокситоносной толщи за счет размыва коры выветривания происходило с аптского века раннего мела до трансгрессии туронского моря позднего мела, более широко – до трансгрессии вод палеогеновых морей [2; 3].



Масштаб: А, Б, В, Г – 1:5 000; Д, Е – 1:2 500.

Рис. 3. Формы покрытого карста района исследований

Континентальные осадки: 1 – плиоцен-четвертичные, 2 – верхнеолигоцен-миоценовые; морские отложения: 3 – чеганского моря; 4 – тасаранского моря; 5 – базальная толща, соответствующая трансгрессивной фазе палеогеновых морей; 6 – бокситоносная толща; монтмориллонитовой группы с линзами глинистых, рыхлых и каменистых (закрашены) бокситов; 7 – кора выветривания; 8 – известняки; 9 – скважины с абсолютными отметками устьев

Покровный комплекс, перекрывающий поверхность пенеплена, древние карстовые формы и выполняющие их бокситоносные отложения, состоит из нескольких литолого-фациальных толщ.

Наиболее древними осадками покровного комплекса являются морские отложения верхнего мела. Аккумуляция их началась в туроне и продолжалась в течение всего позднего мела. Они развиты только в северной части района (бассейн Аята). Трансгрессивная фаза затопления поверхности пенеплена и древних карстовых форм выражена здесь в виде базальной толщи мощностью 2,5–5 м. Эта толща является маркирующим репером для установления характера проявления постмеловых событий в контурах древних карстовых массивов.

Более широкой, охватившей, скорее всего, всю территорию изучаемого района была трансгрессия палеогеновых морей – тасаранского (средний – верхний эоцен) и чеганского (верхний эоцен – средний олигоцен). Современный контур сплошного развития осадков тасаранского моря (рис. 1) является однозначно результатом последующей континентальной денудации, а кое-где абразии вод чеганского моря. Локальные участки развития осадков тасаранского моря широко представлены по правобережью меридионального участка течения Тобола. Это свидетельствует, скорее всего, о сильной расчлененности береговой зоны с многочисленными «внедрениями» мелководного шельфа тасаранского моря на территорию пенеплена, представленного в то время существенно сглаженным равнинным рельефом.

Во многих местах картируется базальная толща мощностью до 3–5 м, соответствующая трансгрессивной фазе развития тасаранского моря. По этому маркирующему реперу возможно установление характера и интенсивности проявления эндо- и экзодинамических процессов в районах древних карстовых массивов во время их нахождения под водами палеогеновых морей и в последующий этап континентального развития.

Морские палеогеновые отложения во многих местах ложатся на поверхность пенепплена и на древние карстовые массивы. Вследствие этого происходит изоляция карста от дневной поверхности. Особенно существенную роль в изоляции древнего карста от влияния верхних гидродинамических зон карстующего массива сыграла толща тонкогоризонтальнослоистых глин чеганского моря. Мощность их над некоторыми карстовыми формами достигает 35–50 м.

Две более молодые части покровного комплекса – континентальные верхнеолигоцен-миоценовые и плиоцен-четвертичные отложения в пределах рассматриваемой части Зауральского пенепплена – имеют небольшую (порядка 20–30 м) мощность. Однако примечательным и заслуживающим внимания является то, что резкая смена мощностей происходит над древними карстовыми формами. Это, без сомнения, свидетельствует о продолжающемся функционировании древней карстовой системы в новейший этап развития региона, несмотря на ее залегание на значительной глубине под осадками покровного комплекса.

Убедительным свидетельством функционирования древней карстовой системы в четвертичное время являются *суффозионные западины* (рис. 2). Они картируются на современной земной поверхности и пространственно соответствуют положению древних карстовых форм.

Анализ мощностей и фациального состава осадков, заполнивших и перекрывших карстовые формы, дает возможность установить *общий* ход и *переломные рубежи* развития процессов, связанных с покрытым карстом. Состав, интенсивность заполнения карстовых форм осадками определялись условиями внешней среды. Таковыми выступали режим тектонических движений и климатоландшафтная обстановка. *Тектоника*, которая находила интегральное выражение прежде всего в строении рельефа, способствовала оживлению или, наоборот, затуханию всего комплекса экзодинамических процессов в пределах карстующего массива. Этапы оживления тектонических движений, как правило, сопровождалось изменением положения базиса карстования или мощности зоны активного водообмена на площади карстующего массива.

Режим тектонических движений оказывал несомненное влияние на характер размыва древней коры выветривания, развитой на поверхности пенепплена. Продукты размыва коры выветривания, заполнившие карстовые формы, в зависимости от своего состава и последующего диагенеза оказали существенное влияние на дальнейшую эволюцию карстовых систем. Например, в местах, где кровля бокситоносной толщи представлена слоем каменистых бокситов (рис. 3, А, Б, В), в пределах карстового массива, как правило, формируется первичный, разновозрастный рудным телам, холмистый рельеф. Пространственное положение и размеры холмов полностью соответствуют карстовой форме, заполненной бокситоносной толщей. Возникновение этих холмов, их выраженность в конечном итоге и сохранность в большой степени связаны с «бронирующей» ролью каменистых бокситов. По времени морфологического обособления эти холмы синхронны последним стадиям заполнения карстовых форм; мы называем их *сингенетическими*, в отличие от эпигенетических, описанных ниже. Ко времени трансгрессии вод тасаранского моря холмы представляли собой составные элементы карстовых систем. Не во всех местах воды тасаранского моря затопили холмистый рельеф. Его незатопленные участки выявляются по выклиниванию в подошве холмов базальных толщ, соответствующих начальным фазам трансгрессии меловых и палеогеновых морей (рис. 3, А, Б).

Другим существенным внешним фактором, влияющим на карстовые системы, была *климатоландшафтная обстановка*. Вплоть до неогена территория развивалась в условиях тропического гумидного климата. Лишь на рубеже олигоцена и миоцена произошла смена субтропической «тургайской листопадной флоры» на флору сухих степей саванного типа [9; 10].

На значительном протяжении позднего мела (аптский, альбский, сеноманский и частично туронский века) территория представляла собой сильно выравненную пенеппленизированную равнину, несущую на себе значительный по мощности покров химической коры выветривания. С позднего мела эта равнина начала затапливаться водами меловых (сначала на севере, в бассейне Аята), а позднее на всей рассматриваемой территории – водами палеогеновых морей. Однако даже во время максимума трансгрессии палеогеновых морей рассматриваемая территория, видимо, представляла собой их прибрежную зону, отличающуюся своеобразием ландшафтов. Их своеобразие заключалось в сочетании наземных ландшафтов и их затопленных аналогов под водами неглубоких, прихотливо расчленяющих береговую зону шельфов.

Во многих местах затопленными оказались и карстовые системы. В подобных местах полностью трансформировалась гидродинамика подземных вод, играющих главную роль в карстообразо-

вании. Карстовые формы оказались обводненными морскими водами. Соленые морские воды едва ли способствовали активному растворению известняков и дальнейшему прогрессивному развитию карста. Однако обводненность карстовых систем, расположенных в береговой зоне, по-видимому, коренным образом перестроила ход экзодинамических процессов в их контурах. В некоторых местах мы сталкиваемся со следами поразительной трансформации рельефа карстовых массивов. Поверхность последних, до трансгрессии меловых и палеогеновых морей, представляла собой составную часть пенеплена и не отличалась своей орографической обособленностью от последнего. Об этом свидетельствует исключительно выдержанная мощность базальной толщи трансгрессивной фазы меловых и палеогеновых морей как на поверхности пенеплена, так и в контурах карстующих массивов. Однако после затопления морскими водами базальная толща в некоторых карстовых воронках оказалась приподнятой над поверхностью пенеплена на 15–20 м, максимально до 25 м. Это изменение первичного горизонтального залегания базальной толщи в контурах карстовых форм и образование здесь вторичных структур в форме антиклиналей, на наш взгляд, скорее всего, связаны с явлением вспучивания бокситоносной толщи. С этим явлением связано образование второго типа холмистого рельефа, *эпигенетического* по отношению к бокситоносной толще.

Формирование рельефа эпигенетических холмов за счет вспучивания бокситоносной толщи, на наш взгляд, подтверждается следующими фактами. Во-первых, базальная толща, соответствующая трансгрессивной фазе наступления на пенеплен вод меловых и палеогеновых морей, полностью повторяет форму холмов в разрезе, сохраняя свой состав и выдержанную мощность (рис. 3, Г). Ее вторичное залегание в виде антиклинальной складки по амплитуде соответствует высоте образовавшегося холма. Во-вторых, высота образовавшихся холмов находится в определенной связи с составом бокситоносной толщи в карстовой воронке – она тем значительней, чем больше в бокситоносной толще доля глин монтмориллонитовой группы (таблица).

Параметры покрытого карста и контролирующих его элементов

Среднее значение параметров покрытого карста		Высота сингенетических и эпигенетических холмов над пенепленом, м	Осадки, выполняющие карстовые формы, % от общей мощности бокситоносной толщи			Суффозионные западины над карстом	
ширина, м	глубина, м		бокситы		глины	ширина, м	глубина, м
			каменистые	рыхлые			
127	41,8	от 1 до 5 – 17*	54,8	25,4	19,8	110	0,8
106	42,6	от 6 до 10 – 15*	28,4	34,8	36,8	100	1,0
113	53,4	от 11 до 15 – 7*	31,6	29,9	38,5	150	1,1
116	24,0	от 16 до 20 – 3*	-	30,0	70,0	125	1,4

* Количество случаев.

Это является наиболее убедительным фактом о вероятном образовании эпигенетических холмов за счет вспучивания бокситоносной толщи после затопления ее морскими водами. Как известно, глины монтмориллонитовой группы обладают значительной способностью набухать при смачивании [11]; например, при смачивании монтмориллонитовых глин из бокситоносной толщи их первоначальный объем, по данным лабораторных исследований, по некоторым образцам увеличивался до 30 раз!

Упомянутые выше суффозионные западины, выраженные в современном рельефе и контролируемые пространственным положением древних карстовых форм (рис. 2), на наш взгляд, являются порождением сингенетических и эпигенетических холмов.

Холмы эти в поперечном разрезе, как отмечалось выше, имеют формы антиклинальных, а наиболее ярко выраженные – диапировых складок. Глубина современных западин (см. табл.) находится в прямой зависимости от «амплитуды» складок. Чем выше погребенный холм, тем глубже расположенная над ним современная западина. Вершины холмов и их склоны при соответствующем составе покровной толщи служили, очевидно, «стягивающими» в единое пространство факторами, способствовавшими активному проявлению на этом месте суффозионных процессов.

После регрессии вод чеганского моря, совпавшей с крупным, глобальным этапом перестройки режима тектонических движений, основная часть Тургайского прогиба вступила в стадию континентального развития. Этот рубеж в пределах древних карстовых массивов обозначился образованием

депрессий, выполненных осадками послечеганского покровного комплекса разной мощности и разной формы залегания (рис. 3, *Д*, *Е*). Очевидно, мы должны признать оживление карстовых процессов с началом континентального этапа развития территории под толщей морских осадков значительной мощности, если их вещественный состав не препятствовал свободной циркуляции поверхностных и подземных вод. Последней, на наш взгляд, способствовал еще один процесс, выпавший из поля зрения исследователей. Речь идет о глинистом карсте. Его активизация, видимо, была связана с нарушением первичных структурных и текстурных характеристик бокситоносной толщи после ее вспучивания. При отсутствии препятствий для миграции поверхностных вод в результате проявления глинистого карста образовались значительные по размерам пустоты, хаотично пронизывающие всю бокситоносную толщу. В последующем они были заполнены образованиями, лишенными признаков нормальных осадков. Именно таким образованиям были характерны более молодые спорово-пыльцевые (с/п) спектры, близкие, по мнению палинологов, растительности палеогена. Молодые с/п спектры, с одной стороны, не соответствовали стратиграфической последовательности накопления осадков бокситоносной толщи, с другой – служили причиной возникновения острых дискуссий о ее возрасте. Эти с/п спектры, выявленные в образованиях, заполнявших поноры глинистого карста, соответствуют, естественно, не возрасту бокситоносной толщи, а времени образования в ней пустот действием глинистого карста и последующего их заполнения образованиями более молодого возраста.

Таким образом, в пределах древних карстовых форм, после их образования, непрерывно происходили различные геологические и геоморфологические процессы. Толчком к изменению их содержания, как правило, служила природная среда, внешняя по отношению к самим карстовым системам. Устойчивость среды устанавливала определенное постоянство (динамическое равновесие) событий и процессов, происходящих в карстовой системе. Возросшее воздействие какого-то фактора на морфогенез соответствует состоянию его «избыточности». Это понятие заимствовано мною из представлений биологов о роли избыточности биосистем как об одном из факторов их эволюции в понимании ее как общесистемного качества [12]. Естественно, содержание «биологической» избыточности и «геоморфологической» – несоотносимые понятия. Однако роль «геоморфологической» избыточности в нашем понимании, как одного из факторов морфогенеза, сопоставима с ролью биологической в филогенезе. В этом для нас притягательная сила этого биологического термина за неимением адекватного ему по содержанию геоморфологического понятия. С избыточным проявлением факторов морфогенеза связаны определенные рубежи в перестройке событий и процессов в геоморфологических системах, в данном случае с карстовой. Содержание и глубина перестройки при этом определялись свойствами и характеристиками карстовой системы на предшествующем этапе ее развития. Следовательно, генетическая связь событий и процессов прошлого, настоящего (на какой-то срез времени) и будущего определяла их непрерывный ход развития. Иными словами, в геоморфологических чертах некоторых форм рельефа, наблюдаемых на современной земной поверхности, отражены процессы, уходящие в глубокую геологическую древность. Геоморфологические последствия этих процессов, накладываясь на непрерывную необратимую «стрелу геологического времени», направленного от прошлого к настоящему, придают возрасту рельефа земной поверхности весьма неопределенное значение [13-20]. Именно в таких случаях приходится сталкиваться с одной из труднейших проблем геоморфологии – определением времени образования и возраста рельефа земной поверхности. Она остается до сих пор центральной в этой науке.

Заключение

В последней четверти XX века эта проблема оставалась в поле всеобщего внимания и зарубежных, и отечественных ученых. За рубежом наметившаяся в это время тенденция «математизации» географической науки не обошла и геоморфологию. Основной упор был сделан на применение приемов и методов системного анализа для изучения динамики разнообразных рельефообразующих процессов. В различных моделях (натурных, физических, математических), построенных в соответствии с требованиями методологии системного анализа, пространственно-временные отношения получали достаточно надежную количественную характеристику при описании статических и динамических моделей рельефообразования под воздействием тех или иных процессов. Выводы, полученные в результате таких исследований, играли значительную роль при решении прикладных и прогностических задач геоморфологии. Всеобщие вопросы пространственно-временных отношений в рельефообразовании в подобных работах выносились за рамки исследований. Дж.Б. Торнес и Д. Брунсен,

обобщившие достижения зарубежных ученых этих лет, касаясь вышеупомянутой геоморфологической проблемы, вскользь отмечают, что «время и пространство неразрешимо запутаны. В данный момент это вопрос скорее философский, чем практический» [13. С. 213]. Однако и в философии пространственно-временные отношения и понятия не находят однозначного толкования [14; 15]. Тем не менее отечественные ученые в силу сложившихся обстоятельств не могли оставить эту геоморфологическую проблему вне поля своих исследований. В какой-то мере это диктовалось тем, что геоморфологические карты входили в комплекс обязательных материалов геологической съемки масштаба 1:200 000. Несмотря на отсутствие общих, унифицированных принципов составления геоморфологических карт, отражение на них происхождения и возраста рельефа земной поверхности считалось одним из обязательных условий. Это, естественно, стимулировало поиски разных методов полевого картографирования, характеристики генезиса рельефа земной поверхности и разработки общей концепции развития, времени и возраста его образования.

Попытка разработки общей концепции наиболее ярко проявилась на теоретических семинарах, прошедших в конце прошлого века в Иркутске [16; 17]. Участие в них наиболее заметных фигур отечественной геоморфологии тех лет – А.П. Дедкова, А.Н. Ласточкина, Ю.П. Селиверстова, Ю.Г. Сиимонова, А.И. Спиридонова, Д.А. Тимофеева, Г.Ф. Уфимцева и многих других – вылилось в настоящую форму «мозговой атаки» наших ученых на проблему, считающуюся зарубежными исследователями, как мы отметили выше, «неразрешимо запутанной». Семинары выявили наличие весьма разнообразных и очень интересных точек зрения на рассматриваемую проблему, озвученную в докладах отдельных участников и общих дискуссиях. Однако весьма широкий спектр точек зрения явился, очевидно, и препятствием к разработке общей точки зрения, интегрирующей различные взгляды в совокупно единую концепцию по проблемам возраста и времени образования земной поверхности. В то же время во многих докладах [18-20] в явном или опосредованном виде прозвучал тезис, суть которого вынесена в эпиграф этой статьи. Его содержание адекватно другому эпиграфу, заимствованному Д.А. Тимофеевым к своему докладу [20] из поэзии А. Ахматовой: «Как в прошедшем грядущее зреет, так в грядущем прошлое тлеет».

Действительно, в современном рельефе земной поверхности «запечатлены» отголоски геостановок и процессов, весьма отдаленных от нас геологических эпох. Изложенный в статье материал – наглядный пример, подтверждающий справедливость этого тезиса. Такие примеры можно приумножить. Помню свое глубокое потрясение и удивление от увиденного, когда в сумерках, подъезжая к «стогу» сена, уперся в серую гряду кварцита. Эта гряда, представлявшая собой дайку позднепалеозойской интрузии, оказалась экспонированной на дневную поверхность в новейшее время. Она «пережила» все перипетии длительной геологической истории продолжительностью более 250 млн лет благодаря исключительной противоденудационной устойчивости кварцитов. Кварциты эти жарились под лучами триасового солнца, устояли под натиском интенсивного химического выветривания во время формирования пенеплена, не поддались абразии волн меловых и палеогеновых морей, не раздробились под криогенным выветриванием в эпохи плейстоценовых перигляциалов, сохранив при этом свое слегка побитое и истрепанное тело в постоянных пространственных координатах на земной поверхности.

Однако можно ли считать приведенные примеры длительного развития отдельных форм рельефа земной поверхности отражением общих, более универсальных закономерностей ее эволюции? Очевидно, да. Сошлюсь на недавнюю публикацию А.А. Гаврилова [21; 22], весьма созвучную, по сути, содержанию рассматриваемой здесь проблемы. Касаясь методологических вопросов определения времени образования и возраста рельефа земной поверхности, он, в частности, отмечает, что «понятие “рельеф” объединяет комплекс различных по рангу, времени образования и генезису форм, т. е. рельеф по определению полигенетичен и гетерохронен. Может быть, использование понятия “возраст рельефа” вообще не корректно и правильнее говорить о возрасте конкретных форм соответствующего генезиса и порядка?» [21. С. 25]. Трудно противопоставить этой разумной мысли альтернативную точку зрения. Хотя рельеф, описываемый А.А. Гавриловым, формировался в иных геодинамических обстановках, чем рельеф пенеплена, обобщающий вывод о полихронности и гетерогенности рельефа в обоих случаях очевиден. Это утверждение подтверждается примером, иллюстрирующим эволюцию рельефа Казахского щита. Геоморфология этого региона хорошо известна по работам З.А. Сваричевской и других исследователей [19-21]. Эта территория мне знакома по своим работам в 1960–1970-е гг. в районе низкоронных массивов Кокче-тау и Улы-тау.

Низкогорный рельеф позднего палеозоя Казахского щита, как и герциниды Урала, в мезозое были сnivelированы пенеппеном. Вплоть до регрессии вод чеганского моря Западной Сибири, рельеф Казахского щита представлял собой пенеппен, мало измененный процессами эндо- и экзогенного морфогенеза позднего мела и раннего палеогена. Послечеганское эрозионное расчленение, унаследовавшее во многих местах структурные элементы верхней части земной коры, лишь местами достигло мезозойского «фронта выветривания коренных пород». Коренная перестройка рельефообразования прихлась здесь на начало неотектонического этапа – на рубеж олигоцена и миоцена. Этот рубеж обозначился в основном за счет приобретения свойств «избыточности» климатическим фактором морфогенеза. На этом рубеже произошла смена производного климатических условий – растительного покрова. Лесная растительность сменилась степной, став причиной резкой активизации оживления склоновых процессов и педипланиации рельефа. В условиях широкого развития легкоразмываемой коры выветривания, привязанного к аллювиально-пролювиальному комплексу позднеолигоценовой флювиальной системы, начал формироваться уровень миоценового педиппена [6; 26]. Структура и пространственный рисунок поверхности миоценового педиппена имеют явные следы унаследованности от предшествующего этапа.

Морфология мезозойского пенеппена Казахского щита в корне преобразилась в плиоцен-четвертичное время. Не вдаваясь в детали этапа, отметим его характерные черты. Это неоднократная смена климатических обстановок, связанных с эпохами оледенений и межледниковий приполярных широт, а главное – тектоническое «возрождение» старых структур Казахского щита, сопровождавшееся максимальным врезом плиоцен-четвертичной эрозионной сети. С последним связан один из парадоксов современного рельефа этого региона, известного как «Казахский мелкосопочник». Его морфология – это «остов» ювенильного рельефа, соответствующего «фронту выветривания коренных пород» эпохи образования коры выветривания, фиксирующей поверхность мезозойского пенеппена. Естественно, было бы наивно полагать, что современный рельеф Казахского мелкосопочника – это полный слепок мезозойского «фронта выветривания коренных пород». Но унаследование рельефом Казахского мелкосопочника последствий проявления геоморфологических процессов прошлого – факт очевидный. Оно прослеживается со времени «избирательного» выветривания субстрата, начавшегося в мезозое; пространственным рисунком поверхности миоценового педиппена на стадии педипланиации и морфологическим остовом Казахского мелкосопочника, в общих чертах соответствующего рельефу мезозойского «фронта выветривания коренных пород».

Основной вывод, вытекающий из изложенного материала, возвращает нас к тезису, озвученному в дискуссиях Иркутских теоретических семинаров: рельеф земной поверхности полихронен по возрасту, и время его формирования охватывает геологические периоды, измеряемые сотнями миллионов лет. Этот вывод подразумевает наличие объективных трудностей на пути разработки единых методологических принципов для установления возраста рельефа и времени его формирования.

Во-первых, «дискретный характер геологической записи» с существенными объемами «потерянной информации» [18] делает наши усилия по восстановлению непрерывной картины эволюции типов морфогенеза не более чем фрагментарными.

Более того, во-вторых, эта фрагментарность и неопределенность в проявлении разных типов морфогенеза усугубляются их неодинаковой «геологической памятью» для восстановления геоморфологических процессов прошлого [13; 14]. В одних случаях сохранившийся рельеф содержит мало сведений о прошлых геоморфологических процессах. Или же некоторые типы морфогенеза остаются весьма «толерантными» к формам рельефа иных, прошлых типов морфогенеза, позволяя «уживаться» им в новых условиях не только в качестве реликтов, но и доминантных геоморфологических систем. В качестве примера можно сослаться на формы рельефа, обязанные своим происхождением плейстоценовому перигляциальному типу морфогенеза умеренных широт. Они сохранились в почти неизменном виде и являются доминантными в комплексе форм рельефа гумидного типа морфогенеза, установившегося в послеледниковье. Это обстоятельство часто служит причиной размытости границ переломных рубежей в эволюции рельефа земной поверхности.

В-третьих, заметные рубежи в смене типов морфогенеза, как было отмечено, связаны обычно с приобретением одним из основных факторов морфогенеза некоторых черт «избыточности» в своем проявлении. Однако при оценке этого явления необходимо помнить, что типы соотношений между факторами рельефообразования и последствия их совокупного проявления в морфогенезе бывают весьма разнообразными и далеко не однозначными. Например, было замечено [27], что совершенно

одинаковые по направленности и амплитуде проявления новейшие движения в разной климато-ландшафтной обстановке могут оказать совершенно разное воздействие на эволюцию флювиальных систем.

Рельеф как целостная морфологическая система с разнообразными типами взаимосвязей между основными факторами морфогенеза обладает, видимо, свойством эмерджентности. Это свойство, спонтанно, непредсказуемо возникающее в ходе взаимодействия факторов морфогенеза, делает, на мой взгляд, весьма призрачной возможность предсказания эволюции рельефа на длительную перспективу. Представляется, что такое предсказание возможно лишь на вероятностном уровне.

Естественно, заслуживают внимания и новые подходы, обозначенные на упомянутых семинарах [28], к рассматриваемой проблеме. Тем не менее, как мне представляется, не исчерпаны методические подходы классической геоморфологии, заложенные ее основоположниками. Они должны быть реализованы в детальном и глубоком изучении динамики геоморфологических процессов как можно в более широком спектре различных природных условий.

Благодарность: профессору С.В. Пучковскому за вопросы, поиски адекватных ответов на которые привнесли в статью много интересного и доставили ее автору большое творческое удовлетворение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Наумов А.Д. Пенеплены. Их геологическое значение как особой генетической категории рельефа материков. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1981. 404 с.
2. Кирпаль Г.Р., Хацкевич В.А. Континентальные отложения меловой системы // Геология СССР. Т. XXXIV. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1971. С. 238-265.
3. Сахаров В.А. Коры выветривания Тургайского прогиба // Геология СССР. Т. XXXIV. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1971. С. 500-521.
4. Агафонов В.Н. Тектоника платформенного чехла // Геология СССР. Т. XXXIV. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1971. С. 190-203.
5. Поверхности выравнивания и коры выветривания на территории СССР / под ред. И.П. Герасимова и А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1974. 444 с.
6. Сигов А.П., Шуб В.С. и др. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1968. 250 с.
7. Терминология поверхностей выравнивания. Материалы по геоморфологической терминологии / под ред. Д.А. Тимофеева. М.: Наука, 1981. 260 с.
8. Терминология карста. Материалы по геоморфологической терминологии / под ред. Д.А. Тимофеева, В.Н. Дублянского, Т.З. Кикнадзе. М.: Наука, 1981. 260 с.
9. Брагин А.Я. Континентальные отложения Тургайского прогиба. Верхний олигоцен // Геология СССР. Т. XXXIV. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1971. С. 375-410.
10. Удрис К.П. Неогеновая система. Миоцен // Геология СССР. Т. XXXIV. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 1. М.: Недра, 1971. С. 411-425.
11. Геологический словарь. Т. 1. М.: Недра, 1973. 486 с.
12. Пучковский С.В. Эволюция биосистем. Факторы микроэволюции и филогенеза в эволюционном пространстве-времени. 2-е изд, перераб. и доп. Ижевск, Изд-во «Удмуртский университет», 2013. 444 с.
13. Торнес Дж.Б., Брунсен Д. Геоморфология и время. Пер. с англ. М.: Недра, 1981. 221 с.
14. Поздняков А.В. Проблемы пространственно-временных отношений в геоморфологических процессах // Время и возраст рельефа: тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск, 1991. С. 64-67.
15. Симонов Ю.Г. Категория времени в геоморфологических исследованиях // Время и возраст рельефа : Тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск, 1991. С. 5-7.
16. Время и возраст рельефа: тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск, 1991. 147 с.
17. Проблемы теоретической геоморфологии / Ю.Г. Симонов, Д.А. Тимофеев, Г.Ф. Уфимцев и др. М.: Наука, 1988. 256 с.
18. Борсук О.А., Кленов В.Н. Утраченное время в геоморфологии // Время и возраст рельефа: тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск, 1991. С. 34-35.
19. Селиверстов Ю.П. Понятие о возрасте рельефа: теория и практика // Проблемы теоретической геоморфологии / Ю.Г. Симонов, Д.А. Тимофеев, Г.Ф. Уфимцев и др. М.: Наука, 1988. С. 124-145.
20. Тимофеев Д.А. Геоморфологическое время и полихронность рельефа // Время и возраст рельефа: тез. докл. Иркутского геоморфологического семинара. Иркутск, 1991. С. 9-11.

21. Гаврилов А.А. Проблема возраста рельефа: локальные (острова Южного Приморья) и региональные (юг Дальнего Востока) аспекты. (Ст. 1. Теоретические вопросы) // Геоморфология. 2011. №2. С. 24-34.
22. Гаврилов А.А. Проблема возраста рельефа: локальные (острова Южного Приморья) и региональные (юг Дальнего Востока) аспекты. (Ст. 2. Вопросы практики) // Геоморфология. 2011. № 4. С. 72-79.
23. Сваричевская З.А. Древний пенепплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1961. 295 с.
24. Сваричевская З.А., Селиверстов Ю.П. Эволюция рельефа и время. Л.: Изд-во ЛГУ, 1984. 240 с.
25. Шанцер Е.В., Микулина Т.М., Малиновский В.Ю. Кайнозой Центральной части Казахского щита. М.: Изд-во МГУ, 1967. 349 с.
26. Илларионов А.Г. Наблюдения над процессами педипленизации на платовых равнинах Тургайской столовой страны // Экзогенные процессы и окружающая среда. М.: Наука, 1990. С. 162-170.
27. Илларионов А.Г. Тургайский спиллвей. К истории становления и развития речной сети Арало-Иртышского региона. Ижевск: Изд-во «Удмуртский университет», 2013. 160 с.
28. Уфимцев Г.Ф. Проблема построения собственного времени рельефа // Проблемы теоретической геоморфологии / Ю.Г. Симонов, Д.А. Тимофеев, Г.Ф. Уфимцев и др. М.: Наука, 1988. С. 145-159.
29. Флоренсов Н.А. Некоторые аспекты понятия «возраст рельефа» // Геоморфология. 1976. № 1. С. 13-21.

Поступила в редакцию 10.04.15

A.G. Illarionov

EVOLUTION OF KARST OF SOUTHERN PART OF TRANS-URAL PENEPLAIN

Karst is considered here in connection with the problem of determining the formation time and age of the earth's surface. It is covered with platform mantle sediments or cover complex. In spite of this, karst is seen from under the platform mantle sediments from depth 50–55 to 70 m. On the daylight surface it is controlled by underwashing kettles. As a natural system, covered karst consists of a sink hole and bauxite formations that fill it. Its development is defined by the tectonic regime, climate-landscape environment and features of the cover complex sediments. Relative system stability (dynamic balance) at certain stages was disturbed due to the fact that one of the factors acquired a morphogenesis factor "redundancy". At these stages karst restructuring takes place according to its characteristics at the previous stage; specifically in the region – syngenetic and epigenetic brows formation. Their physiographic manifestation depended on bauxite strata compound, and it also defined the suffusion activity above the ancient karst on the modern surface. Therefore, the earth surface morphology reflects the processes of high geological antiquity. Integral manifestation of the morphogenesis processes of geological past on the modern earth surface determines its heterochrony and polygenetics. Two of these features, marked in the last century by the leading geomorphologists, are still theoretically unthought. Also there aren't any methods of their cartographic representation. In this article the objective difficulties concerning the solution of the abovementioned problem are described.

Keywords: trans-Ural peneplain, karst, formation time and age of the earth surface landscape.

Илларионов Алексей Григорьевич,
кандидат географических наук, доцент, профессор
кафедры физической и общественной географии
ФГБОУ ВПО «Удмуртский государственный университет»
426034, Россия, г. Ижевск, ул. Университетская, 1 (корп. 1)
E-mail: geo@uni udm.ru

Illarionov A.G.,
Candidate of Geography, Associate Professor,
Professor at department of physical
and social geography
Udmurt State University
Universitetskaya st., 1/1, Izhevsk, Russia, 426034
E-mail: geo@uni udm.ru