

УДК 551.44

Г.Н. Амеличев

Эволюция гипогенного карста в бассейне р. Зуя (Крым)

ФГАУО ВО «Крымский федеральный университет
имени В.И. Вернадского», Таврическая академия
(структурное подразделение), г. Симферополь, Республика
Крым, Российская Федерация
e-mail: lks0324@yandex.ru

Аннотация. В статье представлены результаты палеогеографических исследований карста в горной, предгорной и равнинной частях бассейна р. Зуя. Установлено временное смещение границы между обстановками гипогенного и эпигенного карста от горной к равнинной части бассейна в сторону омоложения. Для каждого из участков определены пережитые эволюционные состояния карста и его современный тип. Существенно обновлена региональная эволюционно-генетическая модель развития карста.

Ключевые слова: эволюция, гипогенный карст, карстовый кластер, пещера Таврида, Зуя, Крым.

Введение

В последние годы концепция гипогенного карста приобрела широкую известность и признание среди ученых-карстологов всего мира. Наряду с традиционной эпигенной концепцией она занимает ведущее место в теории происхождения карстовых полостей. Существенную роль в разработке ключевых моментов концепции гипогенеза сыграли материалы изучения карста Предгорно-Крымского региона [1, 2]. На их базе сформирована эволюционно-генетическая модель карстогенеза, которая периодически корректируется и обновляется по мере поступления новых материалов. Открытие и исследование реликтовой пещеры Таврида в бассейне р. Зуя позволяет существенно уточнить палеогеографические аспекты созданной модели, дополнить ее новыми объектами гипогенно-карстовой природы и представить эволюционную картину развития карста на этом и смежных участках с учетом выявленных фактов и событий.

Таким образом, целью данной работы является создание обновленной версии эволюционной модели карстогенеза для центральной части полуострова, включающей горные, предгорные и равнинные участки. Объектом, удачно сочетающим эти модельные качества, был выбран бассейн р. Зуя. Для достижения поставленной цели в 2018–2019 гг. автором в составе различных научных коллективов были проведены полевые работы, включавшие как исследования в самой пещере Таврида, так и в окружающих ее реликтовых гипогенно-карстовых кластерах, расположенных в долинах рек Зуя, Бештерек, Фундуклы и др. Изучался состав и характер пород, включающих и заполняющих реликтовые полости, их условия проницаемости, минералогический состав. Морфологические элементы полостей рассматривались в контексте их генетической принадлежности и функциональной взаимосвязи в напорных водообменных системах. Использование комплекса традиционных и новых методов карстолого-спелеологических исследований позволило существенно уточнить историю развития карста в регионе.

Теоретические предпосылки

Одним из главных моментов, позволяющих говорить о гипогенном карсте в бассейне р. Зуя, является определение геохронологического положения и времени функционирования гидрогеологической обстановки, в которой могла зародиться и развиваться система восходящего поперечно-слоистого водообмена. Важными обязательными условиями существования такой системы, независимо от территориальной принадлежности и климатических факторов, являются: наличие комплекса переслаивающихся водоносных, водоупорных и переходных пород (включая карстующиеся), обладающих различными фильтрационными свойствами; слабая тектоническая нарушенность слоистой толщи, обеспечивающая сохранение напорного режима циркуляции карстовых вод; геохимическая неоднородность латерального пластового стока, поровых растворов и вод восходящего сквозьформационного потока, способствующая поддержанию агрессивности; обширные области питания артезианского бассейна [3].

При анализе района исследования важно учитывать палеогеографический фактор, в соответствии с которым территории, ныне не обладающие перечисленными выше свойствами (например, Горный Крым) в прошлом могли ими обладать, но утратили их вследствие геолого-геоморфологической эволюции. Предгорный Крым в целом и предгорный участок Зуйской долины в частности, лишь частично утратили эти свойства. Геологические, гидрогеологические и геоморфологические признаки древних артезианских бассейнов, фиксируемые в долине в виде отдельных фрагментов бывших водообменных и фильтрационных систем, позволяют осуществить с помощью ретроспективного моделирования палеогеографическую реконструкцию участка.

Реконструкцию следует начать с общего положения о том, что любая гипогенно-карстовая система в ходе своей эволюции переживает 3 этапа: инициации (зарождения), зрелости (прогрессивного развития) и дряхлости (регрессивного развития, реликтового состояния). Они осуществляются в течение одного гидрогеологического цикла и могут в трансформированном или обновленном виде повторяться в следующем [4, 5].

Согласно теоретическим представлениям [6] существующие эволюционно-генетические типы карста (Рис. 1), формирующиеся в пределах одного гидрогеологического цикла, должны рассматриваться в контексте общей геологической и геоморфологической эволюции, эволюции осадочных пород и гидрогеологического цикла. Каждый эволюционный тип характеризуется устойчивыми комбинациями литологических и структурных предпосылок водообмена и спелеогенеза, режима водообмена, условий питания, движения и разгрузки подземных вод, их химического и газового состава и степени наследования карстовых структур от предыдущих стадий. Смена одного типа карста другим обусловлена процессами тектонической и геоморфологической эволюции, которые определяют изменение граничных условий водообмена и спелеогенеза [5].

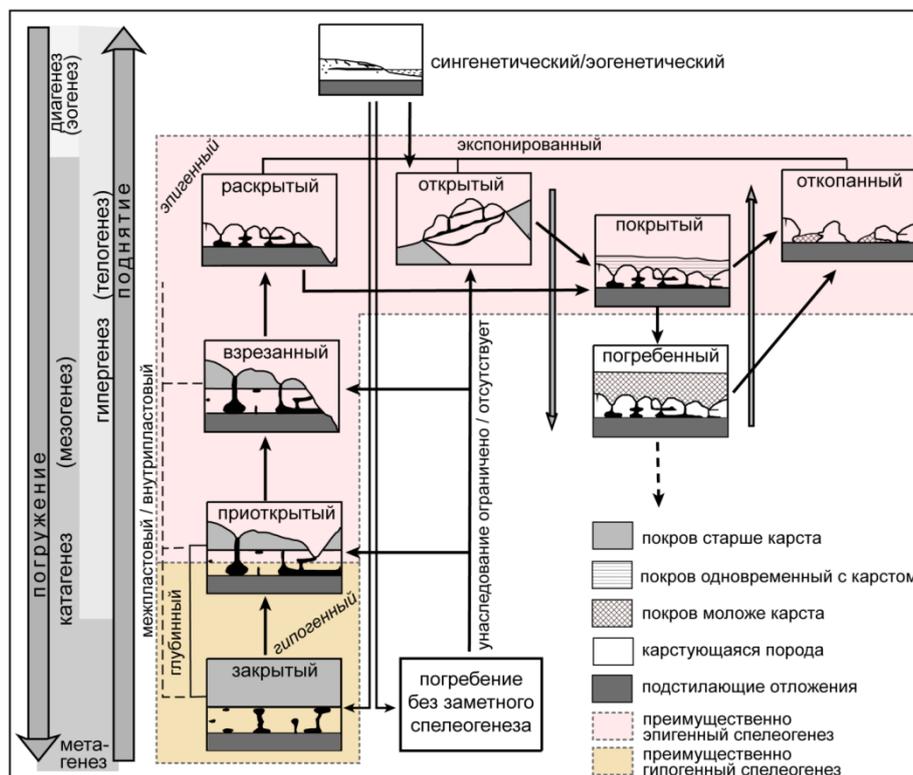


Рис. 1. Эволюционно-генетические типы карста [6]/

Результаты исследований

Исследованиями закарстованных участков в бассейне р. Зуя выявлено 9 реликтовых гипогенно-карстовых кластеров, относящихся к трем карстологическим областям — Горному, Предгорному и Равнинному Крыму. Два кластера горной части бассейна сформированы в неокомских известняках, шесть из предгорья — в среднеэоценовых и один из равнинной части — в понтических [7]. Эти бассейновые работы и другие региональные исследования [8–10] легли в основу эволюционно-генетической модели карста в бассейне р. Зуя.

Карст Горного Крыма, по мнению некоторых исследователей [11, 12] начинает свою историю, по крайней мере, с мела. Северный склон Главной гряды в целом и его часть в пределах бассейна р. Зуя — периферийные участки яйлинской покровно-надвиговой структуры, которые в мелу перекрывались преимущественно морскими отложениями разной литологии и водопроницаемости. В пределах верхнеюрской-меловой толщи карбонатов невысоких на то время Крымских гор функционировала относительно мощная фреатическая зона с замедленным водообменом, создавались артезианские и квазиартезианские условия напорной циркуляции подземных вод, существовали обстановки, благоприятные для инициации гипогенного спелеогенеза [8]. В позднемеловое-палеоценовое время на фоне активной гидротермальной деятельности здесь функционировали глубинные флюидопроводящие системы, использовавшие мезозойскую трещиноватость [13]. Признаки гидротермокарста, описанные на яйлинских карстовых массивах [10, 12], в пределах бассейна р. Зуя себя не проявили в связи с медленным затуханием, углублением и миграцией к северу очагов гидротермальной деятельности. Однако с этим временем

связываются начальные этапы формирования Киик-Кобинского гипогенного кластера в горной части бассейна.

С середины неогена альпийские горообразовательные движения привели к омоложению мезозойской трещиноватости и осложнению ее новыми молодыми, в том числе сквозьформационными разрывами, которые существенно активизировали вертикальный водообмен и спелеогенез. Северная периферия Долгоруковского массива в истоках Зуи испытывает гравигенное расседание и промыв напорными водами верхнеюрского горизонта, которые устремляясь к поверхности, формируют Киик-Кобинский пещерный кластер и субширотный отрезок меловой куэсты на участке г. Карлы-Кая — г. Орлиная [7, 14, 15]. Существовавшие на северном склоне Крымских гор пластово-моноклиналильные структуры, составлявшие миоценовую поверхность выравнивания, интенсивно эродировались. Быстро расчленилась и отступает к северу меловой покров [16, 17]. Развитие карста в закрытых артезианских условиях постепенно сменяется безнапорным режимом вод и появлением нового эволюционного типа — приоткрытого карста (Рис. 1). В это время в недрах закладывающейся долины р. Зуя смену эволюционно-генетического состояния переживают Киик-Кобинский и Карлы-Каинский гипогенные кластеры, на поверхности происходит обнажение меловой куэсты.

К середине плиоцена верхнеюрские известняки почти полностью освобождаются от покровных отложений, появляется ярко выраженная вадозная зона, начинается этап эпигенной переработки выведенных в субэральные условия реликтовых гипогенных морфоскульптур. К плейстоцену Киик-Кобинский пещерный комплекс оказывается полностью вскрытым речной долиной. В периоды похолоданий он заселяется первобытным человеком. За плиоцен-четвертичное время в пределах горной части бассейна р. Зуя появляются взрезанный и раскрытый типы карста (Рис. 1).

Карст Предгорного Крыма в целом и бассейна р. Зуя в частности, изучен значительно лучше. Этап инициации карста в Предгорном Крыму, по мнению его исследователей [1, 6, 18], связан с развитием процессов гипогенного спелеогенеза, начиная с момента вывода предгорья в континентальные условия после длительного олигоцен-миоценового периода морского осадконакопления. Появление у зарождающегося артезианского бассейна приподнятого участка, обозначило область питания и начало инфильтрационного промыва растворимых пород моноклинали. Слабые уклоны к северу формирующейся миоценовой поверхности выравнивания стимулировали отток подземных вод в сторону Сиваша и вытеснение остаточных морских вод из водоносных горизонтов. На Зуйском участке, который находился на стыке Симферопольского поднятия и Белогорского артезианского палеобассейна, эти процессы происходили очень пассивно. В сармате территория была вовлечена в поднятия, что привело к более отчетливой выраженности моноклиналильного склона, однако куэстовый рельеф и многие долины рек еще не были выражены в рельефе. Область сноса миоценовой поверхности выравнивания простиралась от современных предгорий до водораздела Главной гряды [19]. Здесь осуществлялось питание, как всего Белогорского артезианского палеобассейна, так и примыкающего Зуйского участка. В состав образующих древний бассейн горизонтов входили мел-палеогеновые слабо- и высокопроницаемые отложения, распространявшиеся далеко на юг в пределы Главной гряды. Аккумулятивная часть сарматской поверхности выравнивания располагалась на месте нынешнего Предгорья и

западной части Индольской впадины. В слагающей ее слоистой моноклиальной толще пород переменной в разрезе проницаемости формировались латеральные потоки напорных пластовых вод. Напоры и восходящие токи уходящих к северу подземных вод стимулировались наличием экранирующего воздействия слабопроницаемых микститов Симферопольского меланжа и Предгорной сутуры, а также присутствием высокопроницаемых сквозьформационных разрывов, оперяющих древнюю шовную зону платформенных и складчато-надвиговых структур. Именно благодаря этим особенностям в полосе предгорий сформировалась региональная система восходящего перелива. По субширотным тектоническим разрывам, геодинамически активным в шовной полосе Предгорья и на северной периферии Долгоруковского массива, в толщу верхнего структурного яруса поступали флюиды из глубоких частей осадочного чехла, которые взаимодействовали с латеральными потоками и за счет эффектов коррозии смешивания осуществляли спелеогенетическую работу. Наиболее водообильные флюидопроводящие системы могли уже на ранней стадии развития проникать к поверхности, формируя специфические в гидрохимическом плане родниковые группы, сходные с сальзами нынешних керченских грязевых вулканов. У этих систем, секущих толщи растворимых пород, закладывались примитивные комплексы гипогенных каналов — прообразы будущих карстовых кластеров. В целом же начальное развитие карста проходило в условиях элизионного и инфильтрационного режимов с существенной ролью свободной конвекции, поддерживаемой плотностными градиентами (концентрационными и/или термальными). Водообменные, фильтрационные процессы и спелеогенез соответствовали закрытому типу карста.

Этап прогрессивного развития (зрелости) гипогенного карста начинается с момента, когда развивающиеся в карстовых коллекторах полости достигают размеров более 1 см в поперечнике. В этих условиях ламинарный режим движения подземных вод начинает меняться на турбулентный, резко увеличивается зона и расстояние проникновения агрессивных растворов в водоносные горизонты, растет скорость образования полостей. Переходу способствует также активный геодинамический режим территории и разрушение миоценовой поверхности выравнивания. В послесарматское время поднятия Горного Крыма и расширение альпийских движений от Главной гряды к северу ведут к оживлению разрывов и надвигов Предгорной сутуры и формированию новых постмиоценовых сбросов [20], секущих поперек полосу меланжей. В связи с этим в напорной системе артезианского склона Белогорского палеобассейна усиливаются восходящие водообменные процессы, сопровождаемые спелеогенезом. Этому способствует продолжающееся денудационное раскрытие области питания и увеличение восходящей разгрузки межпластовых горизонтов в краевой области, особенно в тектонических узлах надвиговых и сбросовых разрывов. Локализация очагов разгрузки подземных вод на поверхность в таких узлах контролировалась более молодыми и лучше раскрытыми субмеридиональными нарушениями, направление которых почти совпадало с региональной системой подземного стока к северу. С усилением разгрузки и локализацией ее очагов в предгорье, усиливается эрозия и активизируется развитие консеквентных речных долин, включая р. Зуя и ее притоки Бештерек, Осма, Фундуклы. Менее мощные источники, связанные с субширотными разрывами вдоль Предгорной сутуры, стимулируют эрозионное развитие субсеквентных притоков и заложение элементов южной продольной депрессии.

Период усиления эрозионного расчленения, разгрузки и циркуляции подземных вод в течение плиоцена, следует считать временем наиболее интенсивного развития гипогенных каналово-полостных систем всех пещерных кластеров разновозрастной карбонатной толщи в бассейне р. Зуя [7, 21-23]. Гипогенные полости всех описанных в этих работах кластеров, вероятно, представляли собой единую лабиринтовую систему, напорный механизм которой распространялся далеко на юг в область питания. В соответствии с классификацией эволюционных типов (Рис. 1) карст в этот период был еще представлен закрытым типом, на фоне которого начинал формироваться приоткрытый тип.

Благодаря палеонтологическим [24, 25] и геолого-минералогическим [26-28], исследованиям, проведенным в пещере Таврида, становятся более понятными и обоснованными события геологической истории в период регрессивного развития гипогенного карста бассейна р. Зуя. В конце плиоцена – начале плейстоцена, когда альпийский орогенез достиг своего максимума, в горной и предгорной частях палеобассейна происходит активный денудационный срез мел-палеогеновых покровных отложений. Об этом свидетельствует современный разрез бассейна р. Зуя, в котором отсутствует или сильно сокращено большинство ярусов верхнего мела и палеоцена. Область питания артезианского бассейна, соответствующая Главной гряде и ее северному склону, стремительно расчленяется под действием эрозии, гравитации, физического выветривания. К концу плиоцена – началу плейстоцена окончательно оформляется Южная продольная депрессия и тесно связанная с ней Внутренняя гряда [11]. Это происходит отчасти благодаря усиленной восходящей разгрузке пластовых напорных горизонтов в виде карстовых источников, дающих начало мелким субсеквентным притокам. В пределах современной Мазанской куэсты остаточные формы таких источников еще сохранились, хотя напорный характер разгрузки они почти утратили [22]. Указанному периоду соответствует широкое развитие приоткрытого, взрезанного и местами раскрытого типов карста.

Этап регрессивного развития (старости) гипогенных полостей в бассейне р. Зуя связывается со сменой гипогенного механизма спелеогенеза на эпигенный. В эоплейстоцене расчленение известняковых толщ мела и палеогена привело к снятию напоров в соответствующих водоносных горизонтах, а затем к их полному дренированию и обезвоживанию. В осушенных полостях всех зуйских кластеров снятие архимедовой поддержки сводов вызывало частичную переработку гипогенной морфологии гравитационными процессами — обрушение скульптурных перемычек между сближенными рифтовыми ходами, потолочными каналами и купольными формами и прикрытие обвальными гравитационными и водно-механическими отложениями питающих элементов в нижней части разреза полостей. Параллельно менялась геохимическая обстановка, связанная со сменой закисных форм пещерной минерализации на окисные (Коровий грот, Таврида). В это время происходит вскрытие части реликтовых полостей на поверхность, попадание в них красноцветных покровных отложений суффозионным путем. Появляется возможность проникновения эоплейстоценовых животных в пещеры и использования их в качестве убежищ. Такая обстановка соответствует эволюционному состоянию взрезанного и частично раскрытого карста (Рис. 1).

Исследования красноцветного глинистого материала в пещере Таврида показали, что он был занесен с поверхности через трещины и сеть карстовых каналов в своде еще до четвертичного похолодания или в начальную его фазу. Он

является разновозрастным костяным брекчиям доледниковых животных, включенным в его толщу. Возраст костных останков, а соответственно и возраст вмещающих их глин, по оценкам палеонтологов составляет 1,5–1,8 млн лет [25]. Степень заполнения пещеры глинами, очевидно, контролировалась уровнями вод подтопления, которые периодически формировались при подъеме напорных и свободных вод в водообильные периоды, соответствовавшие межледниковьям. В один из таких наиболее активных периодов удаления покровных отложений в Горном Крыму и переотложения их в предгорье и на равнине пещера была погребена. Сформировался поверхностный покров разновозрастный с карстом, который ограничил питание последнего с поверхности. В течение плейстоцена могли ограниченно накапливаться и более молодые покровы, которые позже были уничтожены денудацией. Сложился ряд эволюционных состояний, соответствующих покрытому и погребенному карсту. Судя по отсутствию в пещере Таврида останков средне- и позднеплейстоценовых животных, это произошло в конце раннего плейстоцена. В пользу этого говорит также находка констративного аллювия пятой надпойменной террасы, фрагмент которой найден в 300 м к северо-востоку от входа в пещеру прислоненным к крутому склону куэсты. Отсутствие антропогенных отложений в пещере, включая самые древние, указывает, что в период от появления человека до сегодняшних дней она была надежно законсервирована.

В течение всего плейстоцена в Предгорном Крыму происходила активная перестройка рельефа, гидрографической сети и гидрогеологических условий, что нашло отражение и в бассейне р. Зуя. Активизация Симферопольского поднятия в альпийскую горообразовательную эпоху привела к смещению рек Зуйского бассейна, текущих на север, к правому борту. Это стимулировало развитие боковой эрозии и правосторонней асимметрии долин [29], выразившихся в формировании правобережных обрывов и вскрытии ими новых гипогенных пещер, заключенных в толще береговых пород [21, 30]. По мере снижения водности крымских рек эрозионное расчленение в долинах прорыва через Внутреннюю гряду сменилось гравитационным отседанием обрывов по закарстованным трещинам [1]. Правостороннее расширение долин привело, с одной стороны, к значительному разрушению и сокращению пещерных лабиринтов в восточных бортах, а с другой — к относительно частому обновлению и длительной визуализации вскрывающихся реликтовых форм. Медленно разрушавшиеся западные (левобережные) борта долины Зуи и ее притоков сохранили в своих недрах еще не вскрывшиеся участки лабиринта. Открытие пещеры Таврида является ярким примером такой ситуации, сохранившейся до наших дней.

Пещерные лабиринты, развивавшиеся в плейстоцене в зоне эрозионного влияния рек, сохранились хуже. Так после эрозионного вскрытия некоторые полости Кентугайского кластера подверглись либо полному (пещеры Кырк-Азис, Завальная) либо частичному разрушению за счет гравитационных и эпигенно-карстовых процессов. Такая же ситуация характерна для Бештерекского, Осминского и Дмитровского кластеров [7].

В течение второй половины четвертичного периода в пределах предгорной части зуйской долины существенно улучшилась выраженность Внутренней гряды за счет обилия поверхностных вод. Процессы блокового отседания правобережных обрывов в долинах прорыва рек Зуя и Бештерек через

Внутреннюю гряду привели с одной стороны к разрушению древних пещер, связанных с рифтами-коридорами, а с другой стороны — к вскрытию новых реликтовых гипогенных форм. Следует отметить, что современные процессы рельефообразования в долине и бассейне р. Зуя, направлены на уничтожение этих реликтовых морфоскульптур в связи с наступлением очередной эволюционной обстановки, завершающей гидрогеологический цикл и соответствующей типу откопанного карста (Рис. 1.).

Карст Равнинного Крыма и соответствующего участка бассейна р. Зуя в контексте эволюции гипогенного спелеогенеза изучен очень слабо. Причиной такого состояния является слабая выраженность карстовых форм, наличие четвертичных покровов, длительная история изучения территории как региона классического эпигенного карста (палеокарста). В последние годы в Равнинном Крыму были выявлены различные индикаторы гипогенного карста реликтового в приповерхностной части карбонатного разреза и активного на глубине [7, 9, 23].

Морфологические индикаторы карстового гипогенеза зафиксированы в подземных искусственных выработках (каменоломни Казань-Берлицкая, Бешарань). Малые размеры реликтовых форм в самых молодых понтических известняках и маломощность глинистого покрова свидетельствуют об ограниченном влиянии и/или кратковременности функционирования напорной системы в среднем плиоцене – раннем плейстоцене. Со второй половины плейстоцена в приповерхностной части карбонатного разреза сармат-меотиспонта формируется вадозная зона, а локально сохраняются участки напорных вод. В настоящее время мощность зоны нисходящей циркуляции вод в равнинной части бассейна р. Зуя достигает 100 м и более, а с глубин 1–2 км и более в межпластовых водоносных горизонтах выявлен активный гипогенный карст в известняках мела, палеогена и неогена, связанный с напорными гидротермальными водами [31]. Индикаторами гипогенно-карстовой природы вскрытых скважинами водоносных систем являются избыточный пьезометрический напор, наличие газов и редких химических элементов глубинного генезиса, облегченный изотопный состав вод. Яркими примерами, иллюстрирующими сказанное, являются в бассейне р. Зуя термальные самоизливающие скважины в селах Кленовка и Новоандреевка.

Молодость покрова по отношению к карсту в неогеновых известняках позволяет также рассматривать эволюционную траекторию изученной территории, не касаясь гипогенной части. Сармат-понтические карбонаты в истории своего развития не испытывали глубокого погружения. Следовательно, почти весь плиоцен и начало плейстоцена карст в этой части разреза развивался как экспонированный открытый тип (Рис. 1.). Однако преимущественно аридные условия не позволили эпигенному карстообразованию проявить свой потенциал в полной мере и сформировать выразительные поверхностные и подземные формы. Лишь с середины плейстоцена, когда из Горного и Предгорного Крыма сюда перемещаются глинисто-галечниковые пролювиальные отложения, на отдельных участках бассейна формируется покрытый тип карста. Происходит заполнение мелких эпигенных и реликтовых гипогенных пустот суффозионным материалом покровных отложений.

Итоговый анализ эволюции карста в бассейне р. Зуя представлен в таблице 1.

Таблица 1.

Современный карст и его эволюция в бассейне р. Зуя

| Карстовые области, участки (кластеры) | Характер эпигенного карста | Характер гипогенного карста | Пережитые эволюционные типы |
|--|--------------------------------|---|---|
| Горный Крым – Киик-Кобинский – Карлы-Каинский | Доминирующий, древний и зрелый | Локальный, реликтовый | Закрытый-приоткрытый-взрезанный-раскрытый |
| Предгорный Крым – Тавридский – Бештерекский – Фундуклинский | Доминирующий, молодой | Массовый, реликтовый | Закрытый-приоткрытый-взрезанный-раскрытый-покрытый-погребенный-откопанный(?) |
| – Кентугайский – Дмитровский – Осминский | | | Закрытый-приоткрытый-взрезанный-раскрытый |
| Равнинный Крым – Казань-Берлицкий | Доминирующий, юный | Реликтовый в недрах у поверхности, активный на участках в глубине | Открытый-покрытый (в неогеновом разрезе) Закрытый (с неогенового разреза и глубже) |

Составлено автором.

Выводы

1. Карст в бассейне р. Зуя имеет очень сложную и длительную историю формирования. В пределах горной, предгорной и равнинной частей водосборов выделяется два генетических типа карста — эпигенный и гипогенный, тесно взаимосвязанные историей развития гидрогеологических и геоморфологических структур. На разных этапах эволюции любой из частей бассейна фиксируется возрастной приоритет гипогенного спелеогенеза с последующим его замещением и доминированием механизма эпигенного карстообразования.

2. В горной части бассейна условия для инициации гипогенного карста возникают еще в мелу-палеогене и связаны с появлением в породах верхней юры и мела напорной фреатической зоны и влиянием гидротермальной деятельности. С середины неогена начинают формироваться безнапорные режимы в Киик-Кобинском и Карлы-Каинском кластерах. К середине плиоцена здесь уже выделяется вадозная зона и активно развивается эпигенный карст, использующий и перерабатывающий реликтовые гипогенные формы. В настоящее время эпигенный карстогенез в горной части бассейна занимает доминирующее положение, а реликтовый гипогенный сохранился фрагментарно.

3. В предгорной части бассейна оптимальные условия для формирования гипогенного карста существуют с постсарматского времени до конца плиоцена. В эоплейстоцене, когда альпийские горообразовательные движения достигают максимума, а предгорная часть бассейна значительно расчленяется, в толще эоценовых известняков уже существует вадозная зона и формируется эпигенный карст. Пещера Таврида и окружающие ее кластеры переходят в реликтовое состояние и частично заселяются животными доледниковой эпохи.

4. В равнинной части бассейна проявления реликтового гипогенного карста встречены только в приповерхностной части карбонатного разреза. На поверхности эти формы не известны. Активно они развивались в среднем плиоцене – раннем плейстоцене, после чего активность гипогенного спелеогенеза снизилась. Тем не менее, он продолжает функционировать до настоящего времени

на глубинах более 1–2 км, о чем свидетельствуют термальные напорные воды скважин в селах Кленовка, Новоандреевка и др.

5. Временные границы между обстановками гипогенного и эпигенного карста в разных частях водосборов Зуи существенно смещаются на геохронологической шкале в сторону омоложения от середины неогена в верховьях, к концу плиоцена в средней части бассейна и до конца раннего плейстоцена в низовьях.

6. Горному, предгорному и равнинному участкам бассейна р. Зуя соответствуют свои наборы пережитых эволюционных состояний карста. Горный участок, первым прошедший этап гипогенного спелеогенеза и развивающийся ныне в условиях доминирования эпигенно-карстовых процессов, лишь локально представлен гипогенными реликтами. Современное состояние его карста соответствует раскрытому типу. Предгорный участок характеризуется недавней сменой гипогенного режима на эпигенный. Мощные денудационно-аккумулятивные процессы, охватившие его в плиоцен-четвертичное время, обусловили длинную череду пережитых эволюционных состояний. В настоящее время карст участка находится в переходном положении от погребенного к откопанному типу. Равнинный участок лишь частично затронут карстовым гипогенезом в приповерхностной части разреза, зато в глубине представлен закрытым типом до настоящего времени. Развитие поверхностного карста могло проходить только по эпигенному пути и сегодня соответствует открытому и покрытому типу на разных элементах рельефа.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19–05–00982 А. Отдельные аспекты исследования получили техническую и организационную поддержку Дирекции программы развития КФУ им. В. И. Вернадского в рамках проектов И/2018/25 и К/2019/6.

Литература

1. Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Шпётль К. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль. Симферополь: DIP, 2013. 204 с.
2. Klimchouk A., Amelichev G., Tymokhina E., Dublyansky Y. Hypogene Speleogenesis in the Crimean Piedmont, the Crimea Peninsula // Hypogene Karst Regions and Caves of the World / Ed. A. Klimchouk et al. Springer International Publishing AG 2017. P. 407–430.
3. Амеличев Г.Н. О возрасте и эволюции гипогенного карстообразования в Предгорном Крыму // Крымские карстовые чтения: состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований. Симферополь, 2008. С.17–18.
4. Карцев А.А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М.: Недра, 1972. 280 с.
5. Климчук А.Б. Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста. Симферополь: DIP, 2013. 180 с.
6. Климчук А.Б. Эволюционная типология карста // Спелеология и карстология. №4. 2010. С. 23–32.
7. Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Самохин Г.В., Вахрушев Б.А., Науменко В.Г., Амеличев Е.Г. Реликтовый карст в бассейне р. Зуя (Республика Крым) // Учёные

- записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология. Том 5 (71). 2019. №3.
8. Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Тимохина Е.И. Эволюционно-генетические аспекты карста и пещер провинции Горного Крыма (Крымско-Кавказская карстовая страна) // Карст и пещеры Кавказа: результаты, проблемы и перспективы исследований. Сочи, 2014. С. 9–19.
 9. Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В. Гипогенный карст в искусственных выработках Предгорного и Равнинного Крыма // Проблемы природопользования и экологическая ситуация в Европейской России и сопредельных странах: Материалы VI Между-нар. науч. конф. 12-16 октября 2015 г. Белгород: Изд-во «ПОЛИТЕРРА», 2015. С. 168–171.
 10. Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В., Амеличев Е.Г., Науменко В.Г. Идентификация гипогенного карста на северном склоне Карабийского массива (Горный Крым) // Учёные записки КФУ им. В. И. Вернадского. Т.1 (67), №1, 2015. С. 91–107.
 11. Горные страны Европейской части СССР и Кавказ. М.: Наука, 1974. 360 с.
 12. Дублянский В.Н., Дублянская Г.Н. Карстовая республика. Симферополь, 1996. 80 с.
 13. Дублянский Ю.В. Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста. Новосибирск, 1990. 151 с.
 14. Амеличев Г.Н. Пещера Киик-Коба: геолого-геоморфологические условия и генезис // Спелеология и карстология. №6. 2011. С. 5–11.
 15. Вороная М.В., Амеличев Г.Н. Киик-Кобинский гипогенный кластер как элемент реликтовой карстово-водоносной системы в бассейне р. Зуя (Крым) // Сб. тезисов участников V науч.-практ. конф. проф.-препод. состава, аспирантов, студентов и молодых ученых «Дни науки КФУ им. В. И. Вернадского». Таврическая академия. Секция «Землеведения и геоморфологии». Симферополь, 2019. С. 11–13.
 16. Лысенко Н.И. О новой находке отложений нижнего мела на Крымской яйле // Природа. 2002. №1. С. 2–4.
 17. Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В. К выявлению гипогенного карста на Главной гряде Крымских гор // Теория и методы современной геоморфологии. Материалы XXXV Пленума Геоморфологической комиссии РАН. Симферополь, 2016. С.159–165.
 18. Климчук А.Б. Особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход // Спелеология и карстология. №1. 2008. С.23–46.
 19. Лысенко Н.И. Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму // Геоморфология. 1976. №1. С. 86–90.
 20. Душевский В.П., Лысенко Н.И. Возраст разрывных нарушений восточно-крымского предгорья // Бюлл. МОИП, отд. геологии. Т. 53 (1), 1978. С.51–53.
 21. Токарев С.В., Амеличев Г.Н. Бештерекский гипогенно-карстовый кластер (Внутренняя гряда Крыма) // Сб. тезисов участников V науч.-практ. конф. проф.-препод. состава, аспирантов, студентов и молодых ученых «Дни науки КФУ им. В.И. Вернадского». Таврическая академия. Секция «Землеведение и геоморфология». Симферополь, 2019. С.27–29.
 22. Амеличев Г.Н., Амеличев Е.Г. Следы гипогенного карста в долине р. Фундуклы (Предгорный Крым) // Сб. тезисов участников V науч.-практ. конф. проф.-препод. состава, аспирантов, студентов и молодых ученых «Дни науки КФУ

- им. В.И. Вернадского». Таврическая академия. Секция «Землеведение и геоморфология». Симферополь, 2019. С.3–5.
23. Амеличев Г.Н., Науменко В. Г. Эволюционно-генетические аспекты изучения карста в предгорной и равнинной частях бассейна р. Зуя (Крым) // Сб. тезисов участников V науч.-практ. конф. проф.-препод. состава, аспирантов, студентов и молодых ученых «Дни науки КФУ им. В. И. Вернадского». Таврическая академия. Секция «Землеведение и геоморфология». Симферополь, 2019. С. 5–7.
24. Лопатин А.В. Затерянный мир Тавриды: древнейшая ископаемая пещерная фауна в Крыму // Природа. №6. 2019. С. 53–61.
25. Лопатин А.В., Вислобокова И.А., Лавров А.В. и др. Пещера Таврида — новое местонахождение раннеплейстоценовых позвоночных в Крыму // Доклады Академии наук. 2019. №485 (3). С. 381–385.
26. Червяцова О.Я., Потапов С.С., Киселева Д.В., Тищенко А.И., Касаткин А.В., Токарев С.В., Амеличев Г.Н., Вахрушев Б.А. Минеральные отложения пещеры Таврида (Предгорный Крым) // Ученые записки Крымского федерального университета имени В. И. Вернадского. География. Геология. Том 5 (71). 2019. № 3.
27. Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Самохин Г.В., Вахрушев Б.А., Старцев Д.Б. Карстолого-спелеологические материалы первичного обследования пещеры Таврида (Предгорный Крым) // Изучение и использование естественных и искусственных подземных пространств и закарстованных территорий. II Крымские карстологические чтения. Симферополь, 2018. С. 191–196.
28. Амеличев Г.Н. Оценка ресурсного потенциала пещеры Таврида // Геополитика и экогеодинамика регионов. Т. 5 (15). Вып. 2. 2019. С. 196–213.
29. Лысенко Н.И. О причинах асимметрии речных долин Крыма // Известия Всесоюзного географического общества. 1966. Т. 98. Вып. 4. С. 357–361.
30. Амеличев Г.Н., Климчук А.Б., Тимохина Е.И. Спелеогенез в меловых и эоценовых отложениях долин рек Зуя и Бурульча (восточная часть Предгорного Крыма) // Спелеология и карстология. №7. 2011. С. 52–64.
31. Морозов В.И., Кириченко А.Ф. Гидротермальные ресурсы Крыма и перспективы их использования // Перспективи використання нетрадиційних джерел енергії в Україні. К.: УкрДГРІ, 2009. С. 58–60.

G.N. Amelichev

Evolution of hypogenic karst in the basin of the Zuya river (Crimea)

V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Taurida Academy,
Simferopol, Russian Federation
e-mail: lks0324@yandex.ru

Abstract. *The results of paleogeographic studies of karst in the mountainous, piedmont and lowland parts of the Zuya river basin are presented in the article. A time shift of the boundary between the conditions of hypogenic and epigenic karst from the mountain to the lowland part of the basin towards rejuvenation has been established. Each of these objects is characterized by evolutionary conditions. The regional evolutionary genetic model of karst development is substantially updated.*

Keywords: *evolution, hypogenic karst, karst cluster, Tavrída cave, Zuya, Crimea.*

References

1. Klimchuk A.B., Timohina E.I., Amelichev G.N., Dublyanskij YU.V., Shpyotl' K. Gipogennyj karst Predgornogo Kryma i ego geomorfologicheskaya rol'. Simferopol': DIP, 2013. 204 s. (in Russian).
2. Klimchouk A., Amelichev G., Tymokhina E., Dublyansky Y. Hypogene Speleogenesis in the Crimean Piedmont, the Crimea Peninsula // Hypogene Karst Regions and Caves of the World / Ed. A. Klimchouk et al. Springer International Publishing AG 2017. P. 407–430.
3. Amelichev G. N. O vozraste i evolyucii gipogennogo karstoobrazovaniya v Predgornom Krymu // Krymskie karstovye chteniya: sostoyanie i problemy karstologo-speleologicheskikh issledovanij. Simferopol', 2008. S.17–18. (in Russian).
4. Karcev A.A. Gidrogeologiya neftnyh i gazovyh mestorozhdenij. M.: Nedra, 1972. 280 s. (in Russian).
5. Klimchuk A.B. Gipogennyj speleogenez, ego gidrogeologicheskoe znachenie i rol' v evolyucii karsta. Simferopol': DIP, 2013. 180 s. (in Russian).
6. Klimchuk A.B. Evolyucionnaya tipologiya karsta // Speleologiya i karstologiya. №4. 2010. S. 23–32. (in Russian).
7. Amelichev G.N., Tokarev S.V., Samohin G.V., Vahrushev B.A., Naumenko V.G., Amelichev E.G. Reliktovyy karst v bassejne r. Zuya (Respublika Krym) // Uchyonye zapiski Krymskogo federal'nogo universiteta imeni V. I. Vernadskogo. Geografiya. Geologiya. Tom 5 (71). 2019. №3. (in Russian).
8. Klimchuk A.B., Amelichev G.N., Tokarev S.V., Timohina E.I. Evolyucionno-geneticheskie aspekty karsta i peshcher provincii Gornogo Kryma (Krymsko-Kavkazskaya karstovaya strana) // Karst i peshchery Kavkaza: rezul'taty, problemy i perspektivy issledovanij. Sochi, 2014. S. 9–19. (in Russian).
9. Amelichev G.N., Timohina E.I., Tokarev S.V. Gipogennyj karst v iskusstvennyh vyrabotkah Predgornogo i Ravninnogo Kryma // Problemy prirodopol'zovaniya i ekologicheskaya situaciya v Evropejskoj Rossii i sopredel'nyh stranah: Materialy VI Mezhdunar. nauch. konf. 12-16 oktyabrya 2015 g. Belgorod: Izd-vo «POLITERRA», 2015. S. 168–171. (in Russian).
10. Amelichev G.N., Timohina E.I., Tokarev S.V., Amelichev E.G., Naumenko V.G. Identifikaciya gipogennogo karsta na severnom sklone Karabijskogo massiva (Gornyy Krym) // Uchyonye zapiski KFU im. V.I. Vernadskogo. T. 1 (67), №1, 2015. S. 91–107. (in Russian).
11. Gornye strany Evropejskoj chasti SSSR i Kavkaz. M.: Nauka, 1974. 360 s. (in Russian).
12. Dublyanskij V.N., Dublyanskaya G.N. Karstovaya respublika. Simferopol', 1996. 80 s. (in Russian).
13. Dublyanskij YU.V. Zakonomernosti formirovaniya i modelirovanie gidrotermokarsta. Novosibirsk, 1990. 151 s. (in Russian).
14. Amelichev G.N. Peshchera Kiik-Koba: geologo-geomorfologicheskie usloviya i genezis // Speleologiya i karstologiya. №6. 2011. S. 5–11. (in Russian).
15. Voronaya M.V., Amelichev G.N. Kiik-Kobinskij gipogennyj klaster kak element reliktovoj karstovo-vodonosnoj sistemy v bassejne r. Zuya (Krym) // Sb. tezisov uchastnikov V nauchno-prakticheskoy konferencii professorsko-prepodavatel'skogo sostava, aspirantov, studentov i molodyh uchenyh «Dni nauki KFU im. V.I. Vernadskogo». Tavricheskaya akademiya. Sekciya «Zemlevedeniya i geomorfologii». Simferopol', 2019. S. 11–13. (in Russian).
16. Lysenko N.I. O novej nahodke otlozhenij nizhnego mela na Krymskoj yajle // Priroda. 2002. №1. S. 2–4. (in Russian).
17. Amelichev G.N., Timohina E.I., Tokarev S.V. K vyyavleniyu gipogennogo karsta na Glavnoj gryade Krymskih gor // Teoriya i metody sovremennoj geomorfologii. Materialy

- HKHKHV Plenuma Geomorfologicheskoy komissii RAN. Simferopol', 2016. S. 159–165. (in Russian).
18. Klimchuk A.B. Osobennosti i problemy gidrogeologii karsta: speleogeneticheskij podhod // Speleologiya i karstologiya. №1. 2008. S. 23–46. (in Russian).
 19. Lysenko N.I. Novye dannye o miocenovoj poverhnosti vyravnivaniya v Gornom Krymu // Geomorfologiya. 1976. №1. S. 86–90. (in Russian).
 20. Dushevskij V.P., Lysenko N.I. Vozrast razryvnyh narushenij vostochno-krymskogo predgor'ya // Byull. MOIP, otd. geologii. T. 53 (1), 1978. S. 51–53. (in Russian).
 21. Tokarev S.V., Amelichev G.N. Beshterekskij gipogenno-karstovyy klaster (Vnutrennyaya gryada Kryma) // Sb. tezisov uchastnikov V nauchno-prakticheskoy konferencii professorsko-prepodavatel'skogo sostava, aspirantov, studentov i molodyh uchenyh «Dni nauki KFU im. V.I. Vernadskogo». Tavricheskaya akademiya. Sekciya «Zemlevedenie i geomorfologiya». Simferopol', 2019. S. 27–29. (in Russian).
 22. Amelichev G.N., Amelichev E.G. Sledy gipogenno-karsta v doline r. Fundukly (Predgornyy Krym) // Sb. tezisov uchastnikov V nauchno-prakticheskoy konferencii professorsko-prepodavatel'skogo sostava, aspirantov, studentov i molodyh uchenyh «Dni nauki KFU im. V.I. Vernadskogo». Tavricheskaya akademiya. Sekciya «Zemlevedenie i geomorfologiya». Simferopol', 2019. S. 3–5. (in Russian).
 23. Amelichev G.N., Naumenko V.G. Evolyucionno-geneticheskie aspekty izucheniya karsta v predgornoy i ravninnoj chastyah bassejna r. Zuya (Krym) // Sb. tezisov uchastnikov V nauchno-prakticheskoy konferencii professorsko-prepodavatel'skogo sostava, aspirantov, studentov i molodyh uchenyh «Dni nauki KFU im. V.I. Vernadskogo». Tavricheskaya akademiya. Sekciya «Zemlevedenie i geomorfologiya». Simferopol', 2019. S. 5–7. (in Russian).
 24. Lopatin A.V. Zatoryannyj mir Tavridy: drevnejshaya iskopaemaya peshchernaya fauna v Krymu // Priroda. № 6. 2019. S. 53–61. (in Russian).
 25. Lopatin A.V., Vislobokova I.A., Lavrov A.V. i dr. Peshchera Tavrida — novoe mestonahozhdenie ranneplejstocenovyyh pozvonochnyh v Krymu // Doklady Akademii nauk. 2019. 485 (3). S. 381–385. (in Russian).
 26. Chervyacova O.YA., Potapov S.S., Kiseleva D.V., Tishchenko A.I., Kasatkin A.V., Tokarev S.V., Amelichev G.N., Vahrushev B.A. Mineral'nye otlozheniya peshchery Tavrida (Predgornyy Krym) // Uchenye zapiski Krymskogo federal'nogo universiteta imeni V.I. Vernadskogo. Geografiya. Geologiya. Tom 5 (71). 2019. №3. (in Russian).
 27. Amelichev G.N., Tokarev S.V., Samohin G.V., Vahrushev B.A., Starcev D.B. Karstologo-speleologicheskie materialy pervichnogo obsledovaniya peshchery Tavrida (Predgornyy Krym) // Izuchenie i ispol'zovanie estestvennyh i iskusstvennyh podzemnyh prostranstv i zakarstovannyh territorij. II Krymskie karstologicheskie chteniya. Simferopol', 2018. S. 191–196. (in Russian).
 28. Amelichev G.N. Ocenka resursnogo potenciala peshchery Tavrida // Geopolitika i ekogeodinamika regionov. T. 5 (15). Vyp. 2. 2019. S. 196–213. (in Russian).
 29. Lysenko N.I. O prichinah asimmetrii rechnyh dolin Kryma // Izvestiya Vsesoyuznogo geograficheskogo obshchestva. 1966. T. 98. Vyp. 4. S. 357–361. (in Russian).
 30. Amelichev G.N., Klimchuk A.B., Timohina E.I. Speleogenez v melovyh i eocenovyh otlozheniyah dolin rek Zuya i Burul'cha (vostochnaya chast' Predgornogo Kryma) // Speleologiya i karstologiya. №7. 2011. S. 52–64. (in Russian).
 31. Morozov V.I., Kirichenko A.F. Gidrotermal'nye resursy Kryma i perspektivy ih ispol'zovaniya // Perspektivi vikoristannya netradicijnih dzherel energii v Ukraini. K.: UkrDGRI, 2009. S. 58–60. (in Russian).

Поступила в редакцию 20.10.2019 г.