

УДК 551.44

РЕЛИКТОВЫЙ КАРСТ В БАССЕЙНЕ Р. ЗУЯ (РЕСПУБЛИКА КРЫМ)

***Амеличев Г. Н., Токарев С. В., Самохин Г. В., Вахрушев Б. А., Науменко В. Г.,
Амеличев Е. Г.***

***ФГАОУ ВО «Крымский федеральный университет имени В.И. Вернадского»,
г. Симферополь, , Российская Федерация
E-mail: lks0324@yandex.ru***

Статья посвящена изучению пространственного размещения реликтовых гипогенно-карстовых образований в бассейне р. Зуя (Предгорный Крым). Выделено три геоморфологических района, отличающихся историей развития, характером рельефа и особенностями современного состояния реликтового карста. В каждом районе выявлены типичные участки, на примере которых рассмотрены особенности заложения, морфологии и обстановки функционирования гипогенно-карстовых систем бассейна.

Ключевые слова: реликтовый карст, гипогенный спелеогенез, пещерный кластер, генетический индикатор, Зуя, Крым.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с «неожиданным» открытием в 2018 г. крупнейшей в Предгорном Крыму гипогенно-карстовой пещеры Таврида под строящейся одноименной федеральной трассой, встал вопрос о распространенности подобных образований на полуострове, условиях их формирования, времени и обстановках заложения и функционирования как особых геоморфологических и гидрогеологических систем.

С кавычками к слову «неожиданный» связана двусмысленность, суть которой заключается в следующем. Неожиданным открытие пещеры явилось для строителей трассы, несмотря на комплекс проведенных предварительных инженерно-геологических изысканий. Для специалистов, занимающихся изучением гипогенного спелеогенеза и созданных им форм, появление этой полости было закономерным и прогнозируемым.

Концепция гипогенного спелеогенеза зародилась более 30 лет назад и благодаря усилиям карстологов и спелеологов всего мира быстро завоевала популярность и обоснованно заняла свое место в генетической классификации карстовых объектов. Тем не менее, идеи карстового гипогенеза еще слабо внедряются при подготовке специалистов и, как следствие, не используются производителями при оценке карстоопасности хозяйственных объектов.

Гипогенный карст, процессуально мало отличаясь от традиционно рассматриваемого эпигенного карста, обладает рядом особых черт и условий, которые детально рассмотрены в работах А.Б. Климчука с соавторами [1-5]. Критерии идентификации гипогенного карста, объединенные в группы гидрогеологических, спелеоморфогенетических, минералого-спелеоседиментологических и изотопно-геохимических индикаторов, разработаны и апробированы тем же коллективом авторов в значительной мере на крымском материале [6-9] при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований.

Открытие пещеры Таврида и ее предварительное изучение выявило практически весь комплекс атрибутивных признаков гипогенного спелеогенеза [10-12]. Полость является уникальным депозитарием палеогеографической информации, которая открывает широкие перспективы для новых трактовок происхождения и эволюции не только карстовых систем бассейна р. Зуя, но и геологических и геоморфологических структур Крыма. Пещера Таврида занимает ключевое положение в региональной карстовой водообменной системе Крыма и является связующим звеном между питающими водоносными системами Горного Крыма и аккумулирующими водоносными комплексами Равнинного Крыма. Спелеогенез, сопровождавший водообмен, отразил все происходившие в региональной системе события в виде полостных форм, их функциональной организации и комплекса пещерных отложений. Аналогичные процессы и явления должны были происходить и на других участках в бассейне р. Зуя.

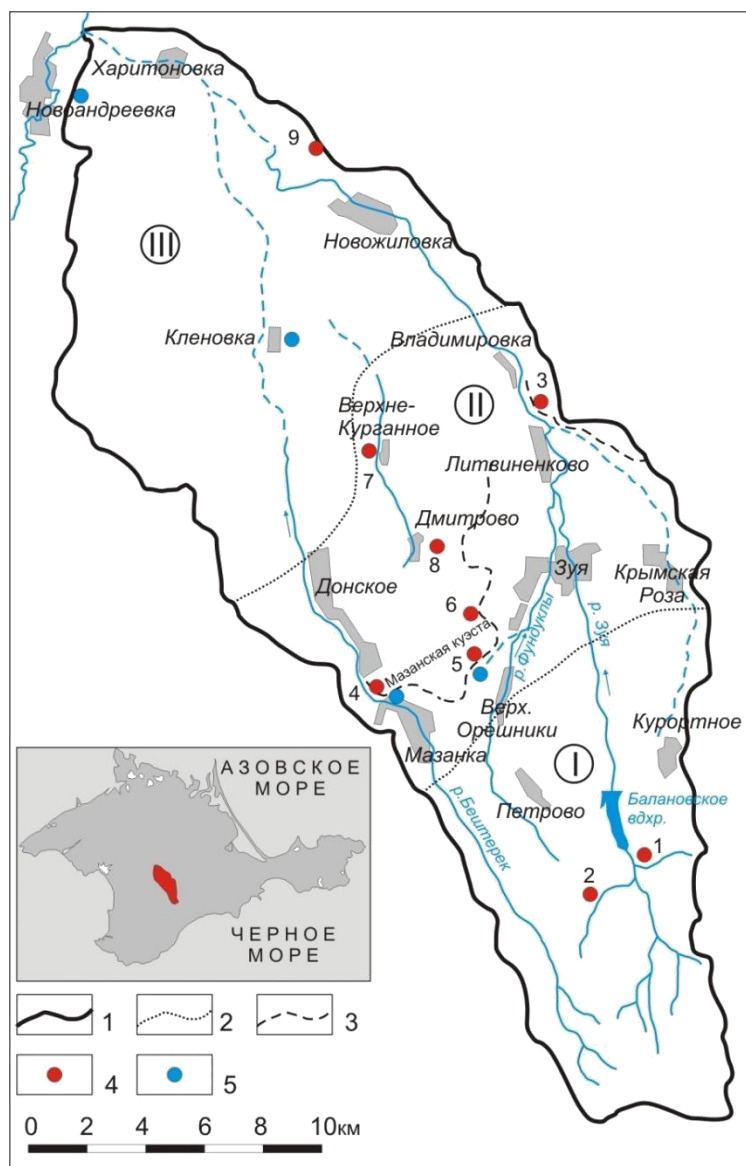
В связи с изложенным цель настоящей статьи состоит в выявлении и анализе всего комплекса карстовых форм, обладающих признаками гипогенеза, в пределах горной, предгорной и равнинной частей бассейна р. Зуя. К задачам, решаемым в ходе исследования, относились: установление генетической принадлежности закарстованных участков, выявление общих и частных черт их заложения, морфологии, функциональной организации и др.

ИЗЛОЖЕНИЕ ОСНОВНОГО МАТЕРИАЛА

Выбранный в качестве объекта исследования бассейн р. Зуя относится к системе речных бассейнов, дренирующих центральную часть северного макросклона Крымских гор (рис. 1). Долина Зуи и ее крупного притока р. Бештерека пересекают все три структурные области полуострова – Горный, Предгорный и Равнинный Крым. В первых двух областях они образуют глубокие эрозионные врезы с обрывистыми склонами и участками обнажений закарстованных известняков. Выйдя на равнину, долины Зуи и Бештерека приобретают корытообразный поперечный профиль и постепенно теряют свой сток в покрове маломощных таврских глин и алевроитов. Обе долины дают хорошее представление о глубинном строении и характере закарстованности толщи растворимых пород. Они являются источником информации об организации первичной и последующих обстановок водообмена и формировании полей фильтрации на разных структурных участках макросклона в различные эволюционные этапы развития карста.

Гипогенный карст горной части бассейна

Согласно схеме карстологического районирования Крыма [13] бассейн р. Зуя входит в состав Долгоруковского и Салгирско-Индольского карстовых районов Горно-Крымской области, Симферопольского карстового района Предгорно-Крымской области и Центрально-Крымского карстового района Равнинно-Крымской карстовой области.



Границы: 1 – бассейна, 2 – карстовых областей (I – Горно-Крымской, II – Предгорно-Крымской, III – Равнинно-Крымской); 3 – бровка Внутренней гряды, 4 – гипогенно-карстовые кластеры (1 – Киик-Кобинский, 2 – Карлы-Каинский, 3 – Кентугайский, 4 – Бештерекский, 5 – Фундуклинский, 6 – Тавридский, 7 – Осминский, 8 – Дмитровский, 9 – Казань-Берлицкий), 5 – напорные и гидротермальные водопроявления.

Рис. 1. Бассейн р. Зуя и проявления реликтового гипогенного карста.

Исследования карста в бассейне р. Зуя до настоящего времени носят эпизодический характер. В научно-производственных отчетах Института минеральных ресурсов [14, 15] и Симферопольского госуниверситета [16], в пределах водосборов Зуи упоминается лишь поверхностный карст. В последнее десятилетие в горной части бассейна активизировались спелеологические исследования, в результате которых с новых карстологических позиций была описана палеолитическая пещерная стоянка Киик-Коба [17], открыто несколько туфовых площадок и карстовых источников, имеющих безнапорную нисходящую склоновую разгрузку [18]. С 2010 г. и позднее исследованиями карста в долине р. Зуя занимались сотрудники Украинского института спелеологии и карстологии (УИСК) ТНУ [19]. Карстопроявления в междуречье Бештерека и Зуи рассматривались географами Крымского федерального университета [20].

По результатам полевых исследований в бассейне р. Зуя установлен комплекс карстопоявлений, характер расположения которых, геолого-структурные и гидрогеологические условия, морфология полостных форм, а также набор других атрибутивных признаков, позволяют идентифицировать их как имеющие гипогенный генезис. Обследование верховий долины выявило два таких местоположения, которые в соответствии с карстологической терминологией получили названия пещерных кластеров.

Киик-Кобинский пещерный кластер представляет собой закарстованный участок нижнемеловых известняков на южном склоне г. Орлиная (576 м) у слияния р. Зуя и ручья Тав-Чоюнчи выше Балановского водохранилища.

Пещера Киик-Коба заложена в обрыве у мысовой части г. Орлиная на абсолютной высоте 515 м. Ее морфология довольно проста (рис. 2).

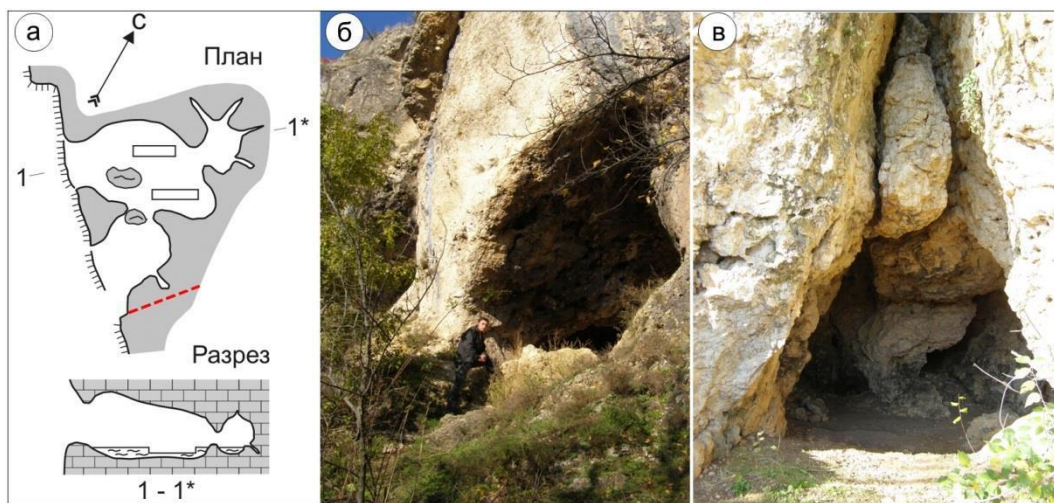


Рис. 2. Морфология пещеры Киик-Коба (а, б) и соседних гротов (в) [17].

Полость состоит из трех залов, два из которых имеют выходы на склон. Первый зал представляет собой высокий (до 5 м) овальной формы портал со сводами и стенами, изъеденными растворением. Пол зала субгоризонтальный, с небольшим подъемом в глубину. Потолок в этом же направлении понижается, а в 2 м от соединения с большим залом вновь поднимается, образуя у прохода небольшую сферообразную камеру. В правой по ходу стенке имеется сеть лабиринтовых каналов, больший из которых имеет диаметр 0,5 м. Все каналы уходят вглубь известнякового мыса в направлении тектонической трещины, ограничивающей грот с юга. Соединение привходового зала с большим залом имеет овальную форму и размеры по высоте 1,5 м, по ширине – 2 м. Проход наполовину перегороджен глыбой известняка.

Главный зал Киик-Кобы вытянут с запада на восток на 10 м. Ширина зала составляет 7-8 м, высота свода 6 м. Западный конец зала имеет выход на обрывистый склон. Свод со следами ожелезнения плавно опускается в глубину пещеры. На всем протяжении его сопровождает крупная трещина, секущая слабо выраженные пласты известняка. В морфологии главного зала присутствуют разной величины каналы, отверстия, зоны губчатого растворения. В восточной части зала имеется крупная сферическая ниша, а рядом вход в дальний, самый малый зал. Пол главного зала состоит из пылевато-щебнистого субстрата. Он имеет неровную поверхность с линейно вытянутым возвышением в центральной части и углублениями у северной и южной стен. Это следы раскопок, проводившихся в 1924-1926 гг. Г.А. Бонч-Осмоловским (на плановой схеме показаны прямоугольниками). Дальний малый зал также имеет сферическую форму и размеры 3×3 м при высоте 2,5 м. В стенах зала имеется 4 узких хода, выклинивающихся в глубину массива, частично заполненных мелкоземом. Свод зала представляет собой напорный купол, заложенный в брекчиевидном известняке. Стены под сводом несут следы губчатого и ячеистого растворения. В 50 м южнее Киик-Кобы, ближе к мысу расположен еще один грот, имеющий сферообразную форму с серией уходящих в глубь массива пещеристых каналов, образующих лабиринт. В своде грота имеется вертикальный канал, резко заканчивающийся под вышележащим пластом более плотного известняка. Отдельные участки полости сформированы в крепкой известняковой брекчии, в которой, несмотря на завуалированность процессами выветривания, просматривается гипогенная морфология (купола, ниши, питающие каналы, фрагменты подвесок и др.). Здесь же наиболее часты обнажения со следами губчатого растворения. На окончании мыса и вдоль всей стенки южного обрыва наблюдаются следы активного растворения в виде глубоких линейно вытянутых ниш и карнизов с фрагментами густо перфорированной известняковой брекчии, гротов и небольших пещер с треугольными и чечевицеобразными поперечными сечениями и выклинивающимися вверх сводовыми трещинами. Для всех отмеченных карстопроявлений характерна четкая литологическая приуроченность к пачке органогенных и обломочных известняков, моноклинально падающей вместе с подстилающими и перекрывающими плотными песчанистыми известняками к

северу-северо-западу. В этом же направлении снижаются абсолютные отметки входов пещер и гротов, вскрытых западным обрывом скального мыса. Пещерные образования в этой пачке сосредоточены вокруг вертикальных трещин, секущих всю карбонатную толщу мыса. Сами полости, зоны ячеистого и губчатого растворения, участки повышенной перфорированности пород образуют вокруг секущих разрывов своеобразные ареалы кавернозности и зоны разуплотненных растворением пород.

Пол большинства отмеченных подземных форм расположен на кровле подстилающих плотных известняков, которые образуют на обрыве горизонтальную ступень. Здесь при восходящем переливе по секущей трещине располагались зоны конвергенции, гидрохимического взаимодействия вод глубокой напорной системы и мелких систем пластового стока и геохимического преобразования горных пород. В результате коррозии смешивания в первую очередь растворялись породы приконтактной зоны. Вверх по трещине агрессивность вод экспоненциально убывала, в результате чего формировался треугольный поперечный профиль многих полостей участка. В случае, если область наибольшего падения пластового давления вод находилась в стороне от питающего канала (трещины), возникала латеральная циркуляция с формированием горизонтальных переточных каналов, со временем превращающихся в лабиринтовую систему. И тот, и другой случай хорошо представлен в массиве г. Орлиной. Наличие частично заполняющей полость брекчии может свидетельствовать о близком нахождении тектонического экрана (барража), который способствовал формированию восходящих потоков подземных вод, двигавшихся с юга. Куэстообразный характер окружающей местности косвенно подтверждает это предположение.

Карлы-Каинский кластер располагается в 1,5 км к юго-западу от Киик-Кобы на левом берегу р. Зуя. Его изучение только начато. По предварительным данным здесь встречен ярко выраженный комплекс реликтовых мезоформ, образованных восходящими потоками и вскрытых блоковыми отседаниями склона над ручьем Матай.

Гипогенный карст предгорной части

Карстовые явления в Предгорном Крыму долгое время оставались вне поля зрения исследователей. В основном научные сообщения по исследуемому участку были направлены на изучение литологии и стратиграфии пород [21, 22]. Только в 60-80-х гг. прошлого века активно изучать карст Крымского предгорья стал известный краевед, карстолог и спелеолог В.П. Душевский. Им впервые были коротко описаны и закартированы многие пещеры, расположенные в долинах прорыва рек, пересекающих Внутреннюю гряду [23]. Тем не менее, пещеры и гроты в долине р. Зуи не были упомянуты, несмотря на широкую известность пещеры-святилища Кырк-Азис. Только в начале 10-х гг. XXI в. эту местность стали тщательно изучать сотрудники УИСК ТНУ. Ими был открыт ряд небольших пещер в долине прорыва р. Зуя через Внутреннюю гряду у сел Литвиненково и

Владимировка [4, 19]. Позднее участок получил название Кентугайский пещерный кластер (по старому названию с. Литвиненково; рис. 1).

Кентугайский пещерный кластер представляет собой закарстованный участок вскрытой эрозией моноклинали, известняки которой содержат комплекс разнообразных по размерам и морфологии поверхностных и подземных карстовых форм. Все карстопоявления Кентугайского кластера заложены в толще эоценовых известняков, подстилаемых верхнемеловыми мергелями и перекрываемых известняками сармата. По субмеридиональному сбросу нижняя часть пещероносной толщи контактирует с отложениями мазанской свиты соседнего блока (западнее русла Зуи), откуда могли поступать напорные воды.

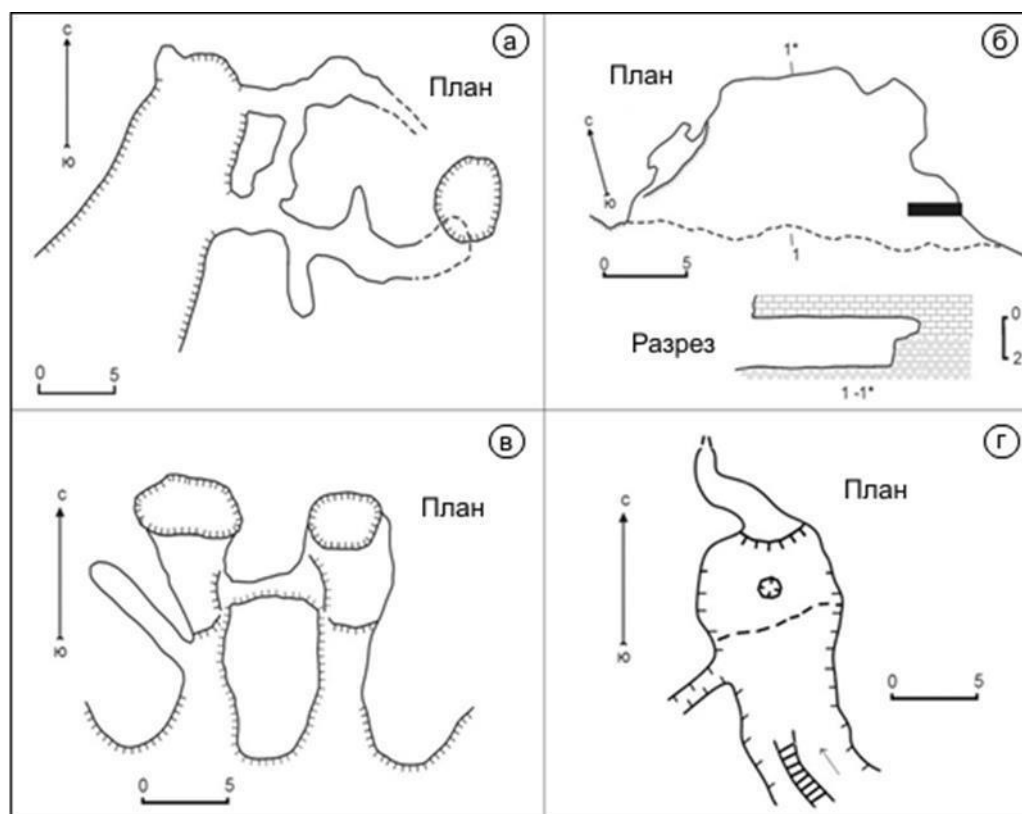
В пределах кластера выделяются северный, центральный и южный участки. Поверхностные формы северного участка обнажаются в береговых обрывах правобережья р. Зуя и представлены комплексом относительно крупных (до 4,2 м) ниш и мелких (3-10 см) каналово-полостных образований внутри первых или развивающихся самостоятельно. Отдельные ниши имеют подходящие снизу каналы-фидеры, которые выполняли функцию подачи напорного стока. В верхней части склона и на поверхности куэсты выделены вскрытые известняковые слои, подвергшиеся активному внутрипластовому растворению напорными водами и испещренные многочисленными мелкими (до 10 см в диаметре) переплетающимися каналами. В гидрогеологии карста происхождение таких участков связывается с эффектом коррозии смешивания глубинных трещинных и мелких пластовых вод.

Полевые исследования северного участка позволили выявить систему древних ныне раскрытых трещин-коридоров, представлявших в прошлом так называемые гидрогеологические рифты, по которым осуществлялась разгрузка восходящих напорных вод и вдоль которых формировалась сеть пещерных лабиринтов. После перехода на эпигенную стадию развития с нисходящей циркуляцией вод и вскрытия на поверхности, усилились процессы гравитационного разрушения склона долины. Гипогенные пещеры явились теми ослабленными зонами, по которым происходило блоковое отседание и обрушение склона.

Центральный участок начинается на севере от устья балки с кладбищем и заканчивается на юге у вершины Барут-Хане, неподалеку от пещеры Кырк-Азиз. Здесь поверхностные формы в обнажениях известняков на обрыве представлены стратиформными ячеистыми и губчатыми зонами с тафони разных размеров и форм, участками кавернозной каймы вдоль секущих пласты трещин и окаймовками разновеликих каверн и каналов вокруг входных отверстий пещер и их вскрытых фрагментов. Мелкие формы имеют четкую лито-стратиграфическую приуроченность, концентрируясь в слоях с высокой проницаемостью и растворимостью. Более плотные и менее проницаемые слои известняков «пробиваются» единичными субвертикальными округлыми и трещинными каналами, которые после раскрытия (блокового отседания) демонстрируют отчетливо выраженные морфоскульптуры напорно-конвекционного происхождения.

Большинство пещер находится в сильно разрушенном состоянии. Некоторые (Коровий грот) углублены человеком при добыче стройматериалов, обустройстве

загона для скота. Относительно хорошей сохранностью и выразительностью привходовой сети лазов отличается небольшая пещера в устье правобережной балки-притока, получившая название Лабиринт. У этой полости имеется три доступных входа, расположенных на расстоянии 5-20 м друг от друга. Два из них заложены в устьевом 3-метровом уступе балки на высоте 1,5-2 м от его основания, один – в днище небольшой карстовой воронки диаметром 3 м. Фрагментом гипогенной полости, разрушенной склоновыми процессами, является широко известная в Крыму культовая пещера Кырк-Азиз. В ней присутствует вскрытый на поверхность потолочный купол, привходовые зияющие каналы, сферический зал с вертикальной сомкнутой трещиной в своде и тупиковое замыкание. Морфология основных пещер участка представлена на рисунке 3.



Пещеры: а - Лабиринт, б - Коровий грот, в – Два колодца, г - Кырк-Азиз

Рис. 3. Планы и разрезы гипогенных пещер Кентугайского кластера

Интересным объектом, содержащим геохимические признаки гипогенного спелеогенеза, является Коровий грот. Это относительно крупная полость, заложенная на контакте верхнемеловых мергелей и известняков эоцена. Она представляет собой скальный козырек, протянувшийся в обрыве вдоль реки на 30-40 м и уходящий вглубь склона на 10 м. Высота входа от пола (в мергелях) до свода (в подошве известняков) составляет более 3 м. Вся контактная зона, содержащая многочисленные карманы (микроупола), вертикальные расширенные трещины и мелкие каналы, выполнена железосодержащими соединениями желто-коричневых оттенков. По предварительным данным кроме типичных минералов лимонита и гётита, здесь выявлены кварц и группа сульфатных соединений. Механизмы формирования такой ассоциации характерны для гидротермально-метасоматических систем [24, 25] с высоким содержанием H_2S , CO_2 и коллоидного железа. Согласно экспериментальным исследованиям, сернистые металлы в слабощелочной среде в присутствии свободного сероводорода образуют коллоидальные растворы (золи). При удалении H_2S они выпадают в осадок [26]. Источником железа могла служить позднеюрская кора выветривания метаморфических сланцев, залегающих под мел-палеогеновыми отложениями на глубинах более 230-300 м. Кора сильно пиритизирована, в верхней части представлена тонкодисперсным гётитом, распределенным в виде хлопьевидных сгустков. Исследованиями, выполненными Т.И. Добровольской с соавторами [27], установлено, что в верхней зоне коры выветривания железо накапливается и увеличивается по сравнению с нижними горизонтами в 2,5-3 раза. Отложение железистых соединений в гроте, вероятно, происходило в условиях начального открытия гипогенной системы на геохимическом барьере, обусловленном изменением кислотно-щелочного баланса в зоне смешивания восходящих трещинных и латеральных пластовых потоков вод при буферном влиянии известняка. Происхождение сульфатных минералов пока не поддается однозначной интерпретации. Однако в отличие от пещеры Таврида, где существенную роль в формировании сульфатов могла сыграть трансформация биохимического H_2S , связанного с эоплейстоценовым тафоценозом, в Коровьем гроте роль флюидного H_2S видится доминирующей. Дополнительным источником серы мог выступать пирит из позднеюрской коры выветривания.

Южный участок кластера изучен слабо в связи с сильным разрушением его поверхностных и подземных форм. Здесь, в стороне от других пещер, в заросшем шибляковым лесом устье правобережной балки-притока, располагается погребенная под глыбовыми развалами пещера, доступные фрагменты которой содержат следы гипогенной морфоскульптуры. Здесь необходимы дополнительные исследования.

В средней части долины р. Зуя кроме правобережного Кентугайского кластера выделены левобережные Бештерекский, Фундуклинский, Тавридский, Дмитровский и Осминский гипогенно-карстовые кластеры.

Бештерекский кластер располагается на правобережье р. Бештерек между

селами Донское и Мазанка. Он заложен в обрывах эоценовых известняков Мазанской куэсты и вытянут от известной палеолитической стоянки Волчий грот к юго-востоку. В скальных обнажениях участка выявлен комплекс реликтовых карстовых форм, связанных с палеопотоками восходящих напорных вод. Развитие этих форм осуществлялось в период, когда моноклираль Предгорного Крыма еще не была расчленена консеквентными речными долинами на отдельные куэстовые массивы. Трещиноватость, сформировавшаяся на этом участке в постмиоценовое время, стимулировала водообменную деятельность и спелеогенез, которые в итоге выразились в наборе функционально взаимосвязанных полостных форм [20]. Здесь выявлены точечные и трещинные каналы в основании обнажений (питающее звено), комплекс гротов, ниш и карманов диаметром до 2-3 м (звено транзита), отдельные фрагменты каминов и куполов (звено разгрузки). Большинство полостей имеют изометричную форму, организованы стратиформно или вертикально, лишены натеков. Карстопроявления локализованы в диапазоне абсолютных высот от 300 до 350 м.

В прошлом до расчленения территории консеквентными реками существовали благоприятные условия для длительного напорного перелива вод, погружающегося к северу мазанского водоносного горизонта в перекрывающие известняки. Такая ситуация, несмотря на существующее эрозионное расчленение территории, и сейчас фрагментарно сохраняется на участке. В качестве примера можно привести самоизливающуюся скважину, расположенную на склоне долины р. Бештерек у с. Мазанка. О высокой степени закарстованности Мазанской куэсты говорят и многочисленные естественные полостные формы, встреченные в недрах при строительстве Мазанского подземного овощехранилища.

Фундуклинский кластер реликтовых карстовых форм высокой плотности выявлен на аструктурном склоне Мазанской куэсты над с. Нижние Орешники (Рис. 1). Здесь в обрывах куэсты отмечаются зоны разуплотнения и кавернозности, крупные (до 30-40 см в диаметре) каналы. Встречен относительно крупный (глубиной более 2 м) полужасыпанный колодец, который вероятно представляет собой верхнюю часть пещерного камина. Рядом расположен грот с системой каналов, вскрывающих куполообразный свод на поверхность [20].

У подножия аструктурного склона на высоте 325 м на поверхность из отложений мазанской свиты выходят небольшие родники с суммарным дебитом около 0,5 л/с. Химический состав, температура и минерализация выходящих вод очень близки водам напорной скважины у с. Мазанка. От этих родников начинается слабо обводненная балка – левый приток р. Фундуклы.

В прошлом на месте родников Фундуклинского и Бештерекского кластеров существовали условия активного напорного перелива нижнемеловых вод в перекрывающие известняки эоцена с формированием очагов поверхностной разгрузки и экспонированием Мазанской куэсты.

Тавридский кластер находится на 17 км автодороги Симферополь-Феодосия. Пещерное поле заложено у восточного края Мазанской куэсты, бровка которой возвышается над днищем долины р. Фундуклы (приток р. Зуя) на 50-80 м. На участке встречается два генетических типа карста: эпигенный и гипогенный.

Первый развит в приповерхностной части геологического разреза за счет фильтрации нисходящих поверхностных вод. Он фиксируется немногочисленными, мелкими карстопроявлениями (карры, воронки, поноры), которые сформировались на протяжении голоцена. Второй, находящийся сейчас в реликтовом состоянии, формировался в артезианских условиях и на этапе раскрытия бассейна. Его морфологические элементы закладывались в закрытой обстановке в течение верхнего миоцена – среднего плиоцена, были модифицированы эпигенным карстом при выведении в приповерхностное положение тектоническими поднятиями территории в эоплейстоцене. В течение большей части плейстоцена и голоцена он находился в погребенном (законсервированном) состоянии и был искусственно вскрыт только в настоящее время.

Основой Тавридского кластера является крупнейшая в Предгорном Крыму пещера Таврида, длиной 1300 м. Она представляет собой уникальный образец гипогенно-карстовой системы великолепной морфологической и минералогической сохранности. Не вдаваясь в детали морфологии (они отмечены в ранних работах [11, 12]), отметим лишь основные параметры кластера. Рисунок пещерной сети относится к лабиринтовому типу. Геофизические исследования указывают на значительно большую протяженность ходов, чем известно на сегодняшний день. Внутренняя морфология галерей демонстрирует наиболее полные в регионе наборы форм восходящих потоков, пространственно организованных в соответствии с выполняемыми ими гидродинамическими функциями. Минералогические ассоциации включают гётит, кварц, гипс, барит, ряд фосфатов. Формы и места их нахождения указывают на широкое развитие процессов метасоматоза и изотопного фракционирования, сопровождавших формирование флюидопроводящих каналов на юной и зрелой стадиях развития. Мощный глинистый заполнитель пещеры характеризует процессы спелеолитогенеза на завершающем этапе пещерообразования.

Отличительной чертой Тавридского гипогенно-карстового кластера от других участков является отсутствие реликтовых форм на поверхности и хорошая сохранность под землей. Отсутствие индикаторов гипогенеза в рельефе является важной особенностью, требующей учета при оценке карстоопасности территории.

Дмитровский кластер располагается по соседству с Тавридским, в окрестностях с. Дмитрово. В его морфологический комплекс входят реликтовые и современные карстовые формы гипо- и эпигенного происхождения, обнажающиеся в уступах эоценовых известняков к востоку от села (рис. 4).

Реликтовые формы представлены группой гротов и небольших пещер, приуроченных к склонам балок, расчленяющих водораздельное пространство Дмитровской балки и р. Зуя. В этом же блоке известняков в 2 км к юго-востоку и выше по рельефу расположена пещера Таврида. Такой же перепад высот в соответствии с падением известняков к северо-западу образует слой, в котором заложен этот спелеологический объект. Согласно этому факту, а также морфологическому сходству выявленных форм и морфоскульптур пещеры Таврида, можно утверждать, что полости Дмитровского и Тавридского кластеров являются

фрагментами одной пещерной сети. Если гроты возле села (рис. 4, а, в) имеют простую тупиковую конфигурацию, то полости в балке ближе к лесу (рис. 4, б, г) содержат фрагменты лабиринта, напорные купола, арочные элементы, истонченные межходовые перегородки и другие атрибуты гипогенно-карстовой морфологии.

Современные эпигенно-карстовые формы представлены карровыми образованиями и каменицами (рис. 4, д, е). Последние часто встречаются на оголенных плоских поверхностях известняковых уступов. Эти формы имеют диаметр 25-50 см и глубину до 10 см. В них часто скапливается вода после таяния снега и дождей. Растворению подвергаются боковые стенки этих форм, а на дне аккумулируются продукты растворения и наносной материал.

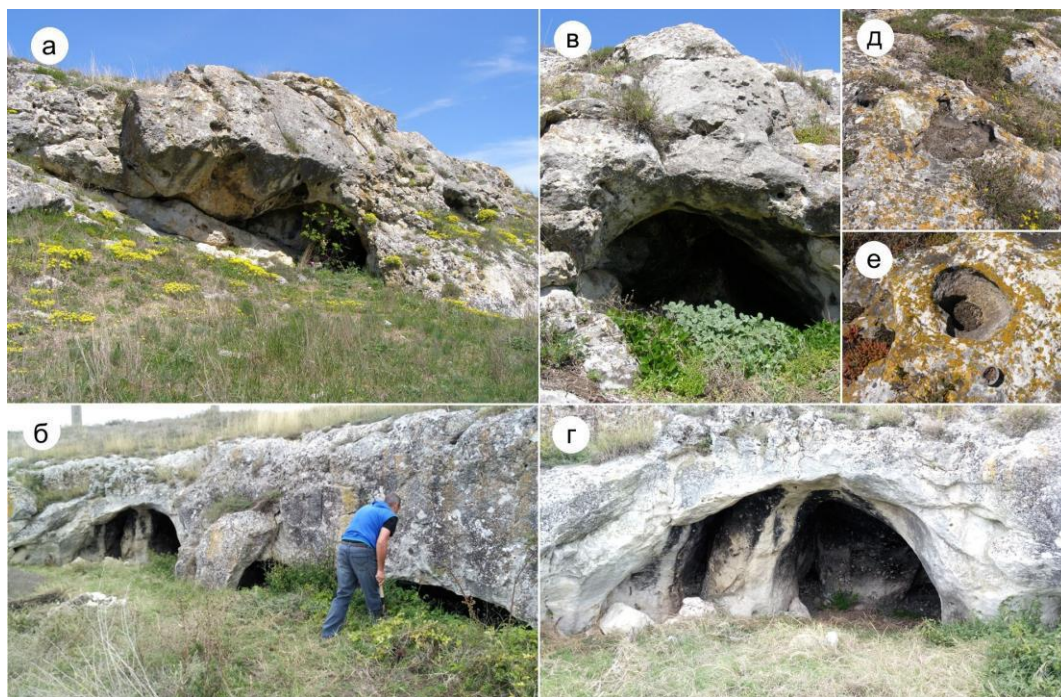


Рис. 4. Реликтовый (а-г) и современный (д, е) карст Дмитровского кластера.

Осминский кластер располагается на западной окраине с. Верхнекурбанное, на левобережье ручья Осма (Рис. 1). Его карстопроявления также связаны с выходами на поверхность эоценовых известняков симферопольского яруса. Здесь на обрывистом участке протяженностью около 150 м и высотой до 15 м обнажен комплекс гипогенных форм, включающий гроты с напорными куполами, нишами и каминными каналами, стратиформные зоны кавернозности и разуплотнения известняков, участки развития губчатых и ячеистых структур растворения. Вскрытие свежих гипогенных форм, скрытых в глубине обнажения, происходит за

счет обрушения ослабленных закарстованием блоков известняка по трещинам бортового отпора и выветривания. Закарстованные блоки отседания лежат у подножия склона.

Размеры самого крупного грота, расположенного в северной части обнажения, составляют в ширину 7 м, в высоту 2 м, в глубину 4 м. Он осложнен 1,5 м нишей с юга и мелкими куполами у свода, от которых через отдельный слой к поверхности тянутся несколько карстовых каналов сложной конфигурации. С севера кластер замыкает небольшой грот с классической гипогенной морфологией. Он имеет вид створки раковины в диаметре 3 м и высотой 1 м при глубине 2 м. В полу грота располагается питающий канал – фидер, от которого к своду идет стенной желоб.

Таким образом, в пределах предгорной части долины р. Зуя наблюдается максимальное количество доступных проявлений гипогенного карста. Это связано с тем, что гипогенные формы в предгорье совсем недавно, по геологическим меркам, стали обнажаться на поверхности и этот процесс продолжается в настоящее время. Поэтому сохранность гипогенных форм здесь максимальная. Она лучше, чем в горной части, где эти морфоскульптуры уже в значительной степени разрушены или преобразованы другими процессами.

Гипогенный карст равнинной части

К исследованиям гипогенного карста в Равнинном Крыму приступили относительно недавно [4]. До этого карст здесь рассматривали как результат эпигенного механизма растворения [23, 28-30]. В равнинной части долины р. Зуя карст вообще не описан, поскольку его поверхностные формы не выражены в покрове четвертичных отложений.

С 2012 г. сотрудниками Института спелеологии и карстологии ведется изучение глубинных проявлений карста в Равнинном Крыму. Объектами исследования являются подземные карстовые формы, вскрытые поверхностными и подземными карьерными выработками, а также термоминеральные и изотопные особенности карстовых вод [8, 31, 32].

В каменоломнях и поверхностных выработках карьеров у северной и северо-восточной границ бассейна р. Зуя, заложенных в верхнемиоценовых известняках-ракушечниках понтического яруса, выявлены показательные морфологические индикаторы гипогенного карста. В катакомбах каменоломни Казань-Берлицкая на глубине около 5 м от поверхности выявлены подрезанные искусственной галереей сферические полости диаметром более 1 м и лабиринтовые каналы с красноцветным глинистым заполнителем (рис. 5, е). Здесь же встречен относительно крупный пещерный ход длиной 4 м и высотой и шириной более 1 м (рис. 5, д). В стенах частично рекультивированной каменоломни у с. Новожиловка вскрыты вертикальные каналы шириной до 0,5 м, как заполненные глинисто-карбонатным материалом, так и пустотелые (рис. 5, а, б). Большинство карстопроявлений тяготеет к трещинам, вертикально секущим толщу ракушечного известняка.



Рис. 5. Проявления гипогенного карста в равнинной части долины р. Зуя (а-ж см. текст)

В поверхностных выработках встречены горизонтальные стратиформные полости и субвертикальные сферообразные фрагменты пустот (рис. 5 в, г). Вся полостная морфология гипогенного карста в равнинной части бассейна сосредоточена в ракушечниковых известняках понтического яруса. Все описанные формы находятся в реликтовом состоянии, но имеют хорошую сохранность и выглядят свежими.

О том, что в равнинной части бассейна Зуи имеется действующий гипогенный карст, свидетельствуют несколько фактов. В окрестностях с. Кленовка с 70-х гг. прошлого века функционирует напорная самоизливающаяся скважина, выдающая на поверхность низко-термальную (37°C) воду из мазанской свиты (рис. 5, ж).

Скважина относится к полосе термальных вод, оконтуривающих весь Предгорный Крым с севера. В ней установлено наличие газов глубинного генезиса (включая сероводород) и редких химических элементов (Ti, Sr, Zr, Br), а также облегченный изотопный состав вод. Еще одна скважина термоминеральных вод глубинного генезиса известна в устьевой части долины (с. Новоадреевка). Ранее на ее базе работал банный комплекс, теперь буттилируют питьевую воду «Новоадреевская».

ВЫВОДЫ

1. 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 неокотских известняках, шесть из предгорья – в среднеэоценовых и один из равнинной части – в понтических. Таким образом, гипогенный спелеогенез охватывал мощный комплекс мезо-кайнозойских отложений, формируя полостные структуры в наиболее растворимых слоях. Активные фазы его функционирования приходятся на постпонтическое время.

2. Морфологические комплексы выявленных гипогенно-карстовых кластеров демонстрируют хорошую узнаваемость и высокую степень сходства организации структурных элементов реликтовых систем независимо от возраста растворимых пород. На каждом из участков фиксируются функциональные группы эталонных форм питания, транзита и разгрузки. Это свидетельствует о едином механизме спелеоморфогенеза.

3. Предварительное минералогическое обследование реликтовых кластеров также выявило высокую идентичность геохимических проявлений и условий минералообразования. Общность минералогических ассоциаций, состоящих преимущественно из гётита, кварца, барита, гипса, указывает на участие в спелеогенезе метасоматических и гидротермальных процессов. Происхождение спектра сульфатных минералов требует более детального изучения источников поступления серы, гидрогеологических и седиментационных обстановок минералообразования.

4. Полученные данные позволяют говорить о различном эволюционно-генетическом состоянии карста, в каждой из карстологических областей бассейна р. Зуя.

а) В настоящее время в горной части, прошедшей первой гипогенный этап, карст развивается по эпигенной схеме. Большинство древних гипогенных пещер здесь сильно переработаны или уничтожены эпигенным карстогенезом, усиленным в недавнем прошлом эрозией, нивацией и комплексом других денудационных процессов. Наиболее яркие реликты – пещеры и гроты Киик-Кобинского кластера еще сохранили отчетливые морфологические индикаторы гипогенного спелеогенеза.

б) В предгорной части бассейна гипогенные следы имеют наилучшую сохранность и выраженность, что связано с относительно недавним переходом карста на эпигенную стадию развития. Во вскрытых реликтовых пещерах предгорья повсеместно наблюдается морфологический комплекс восходящих потоков в виде питающих каналов-фидеров в полу, ниш, карманов и желобов в стенах, истонченных межгалерейных и междуэтажных перегородок и подвесок, потолочных напорных куполов, арок и каминов. Вследствие недавнего перехода в реликтовое состояние в этих пещерах почти отсутствуют натечные образования, но встречаются специфические минералогические ассоциации, сохранились и ждут детального изучения изотопные аномалии углерода-13 и кислорода-18 в стенках галерей.

в) В равнинной части бассейна на отдельных участках геологического разреза гипогенный карст находится в активном состоянии и функционирует в закрытой гидрогеологической обстановке. Эпигенный карст развивается весьма пассивно вследствие аридности климата, низкой трещиноватости пород, широкого распространения слабопроницаемых покровов, отсутствия замкнутых водосборов. С первым связана широкая полоса распространения геотермальных вод на стыке предгорья и равнин, многочисленные провалы бурового инструмента в пустоты, находящиеся на глубинах до 1000 м. Напорный характер подземных вод, их сероводородные и метановые аномалии, изотопный состав, отличный от метеорных вод региона – дополнительные свидетельства активности гипогенного карста.

Отмеченные в бассейне р. Зуя эволюционно-генетические закономерности карстогенеза хорошо согласуются с материалами, полученными на других участках и в смежных бассейнах, что позволяет говорить об их региональном характере.

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.

Список литературы

1. Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N., Dreybrodt W. Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. Huntsville. 2000. 527 p.

2. Klimchouk, A.B. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. - Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute. Special Paper no 1. 2007. 106 p.
3. Климчук А.Б. Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста. Симферополь: DIP, 2013. 180 с.
4. 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.
5. 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. pp. 407-430.
6. Климчук А.Б., Дублянский Ю.В., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н. Морфологические и изотопные изменения пород в стенах реликтовых гипогенных карстовых каналов в Предгорном Крыму как индикаторы палеогидрогеологических условий // Современные проблемы литологии осадочных бассейнов Украины и сопредельных территорий. Киев, 2014. С.41-44.
7. Тимохина Е.И., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н. Реликтовые карстопоявления центральной части предгорья Горного Крыма // Естественные и технические науки. 2014. №6(74). С. 78-81.
8. 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.
9. Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Горбатенко А.А. Комплексный подход к идентификации гипогенного карста на массиве Бурундук-Кая (Восточно-Крымское предгорье) // Ученые записки КФУ им. В.И. Вернадского. Т.1(67), №2, 2015.С. 91-105.
10. 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.
11. Амеличев Г.Н. Оценка ресурсного потенциала пещеры Таврида // Геополитика и экогеодинамика регионов. Т.5 (15). Вып. 2. 2019. С. 196–213.
12. Амеличев Г.Н., Токарев С.В., Самохин Г.В. Пещера Таврида // Атлас пещер России. М., 2019. С.214-216.
13. Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова // Спелеология и карстология. №3. 2009. С.39-46.
14. Иванов Б.Н., Дублянский В.Н. Гидрогеологическое значение глубинной закарстованности и характер водного стока в зонах новейших поднятий Карпат и Горного Крыма / Окончательный отчет. Институт минеральных ресурсов. Симферополь, 1968. 300 с.
15. Суховий Н.М., Башкин А., Пивоваров С.В. Отчет по комплексному изучению условий развития карста и формирование карстовых вод Долгоруковского массива. Симферополь, 1986. 220 с.
16. Дублянский В.Н. Обобщение материалов и усовершенствование методики стационарных наблюдений в Красной пещере. Симферополь, 1986. Т.1. 1986. 360 с.
17. Амеличев Г.Н. Пещера Киик-Коба: геолого-геоморфологические условия и генезис // Спелеология и карстология. №6. 2011. С. 5-11.
18. Самохин Г.В. Спелеологические исследования Долгоруковского массива (Крым) // Свет. №1(36). 2010. С. 32-35.
19. 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.
20. Одарик В.А., Амеличев Г.Н. Геология и карст Мазанской куэсты (Предгорный Крым) // Сб. тезисов участников IV научно-практической конференции профессорско-преподавательского состава, аспирантов, студентов и молодых ученых «Дни науки КФУ им. В.И. Вернадского», Т. 2. Таврическая академия. - Симферополь, 2018. С. 279-280.
21. Геология СССР. Т. 8. Крым. М.: Недра, 1969. 575 с.

22. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 230 с.
23. Дублянский В.Н., Ломаев А.А. Карстовые пещеры Украины. К.: Наукова думка, 1980. 177 с.
24. Кунц А.Ф. Гидротермально-метасоматическое минералообразование в карбонатных породах. Л.: Наука, 1987. 161 с.
25. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
26. Бетехтин А.Г. Минералогия. М.: Гос. изд-во геолог. лит-ры, 1950. 956 с.
27. Добровольская Т.И., Сапронова З.Д., Радионова Т.В. Геохимия позднеюрской коры выветривания Горного Крыма // Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. К.: Наукова думка, 1978. С.128-137.
28. Мелешин В.П. Палеокарст Равнинного Крыма // Карстовый процесс и его прогноз. Уфа, 1980. С.139-141.
29. Шутов Ю.И., Севостьянов Е.М. Опыт моделирования развития равнинного карста // Крымские карстовые чтения: состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований. Симферополь, 2008. С. 19-20.
30. Подземные воды карстовых платформенных областей Украины / Лущик А.В. и др. Киев: Наукова думка, 1981. 199 с.
31. Токарев С.В., Токарев И.В., Амеличев Г.Н. Изучение условий питания водоносных комплексов в неогеновых отложениях Равнинного Крыма с использованием метода стабильных изотопов // Геополитика и экогеодинамика регионов. Том 3(13). Вып. 4. 2017. С.79-90.
32. Dublyansky Yu.V., Klimchouk A.B., Tokarev S.V., Amelichev G.N., Spötl C. Groundwater of the Crimean peninsula: A first systematic study using stable isotopes // Isotopes in Environmental & Health Studies. 2019. Vol. 55. Iss. 5. pp. 419-437.

RELICT KARST IN THE BASIN OF THE ZUYA RIVER (REPUBLIC OF CRIMEA)

***Amelichev G. N., Tokarev S. V., Samokhin G. V., Vakhrushev B. A., Naumenko V. G.,
Amelichev E. G.***

***V. I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol, Crimea, Russian
Federation***

E-mail: lks0324@yandex.ru

Studies of karstified areas in the Zuya river basin revealed 9 relict hypogenic-karst clusters belonging to three karstological regions - the Mountainous, Piedmont, and Plain Crimea. Two clusters of the mountainous part of the basin are formed in Neocomian limestones, six from the Piedmont – in the Middle Eocene and one from the Plain – in the Pontic. Thus, hypogenic speleogenesis encompassed a powerful complex of Meso-Cenozoic deposits, forming cavity structures in the most soluble layers. The active phases of its functioning occur in the post-pontic time.

The morphological complexes of the revealed hypogenous-karst clusters demonstrate good recognition and a high degree of similarity in the organization of the structural elements of relict systems, regardless of the age of the soluble rocks. At each of the sites, functional groups of exemplary forms of recharge, transit and discharge are fixed. This indicates a single mechanism of speleomorphogenesis.

A preliminary mineralogical examination of relict clusters also revealed a high identity of geochemical manifestations and mineral formation conditions. The commonality of mineralogical associations, consisting mainly of goethite, quartz, barite, gypsum, indicates the participation of metasomatic and hydrothermal processes in the speleogenesis. The origin of the spectrum of sulfate minerals needs a more detailed study of the sources of sulfur input, hydrogeological and sedimentation conditions of mineral formation.

The data obtained allow us to declare a different evolutionary genetic state of karst in each of the karstological areas of the Zuya river basin.

Currently, in the Mountainous part, which has passed the first hypogenic stage, karst is developing according to the epigenic scheme. Most of the ancient hypogenic caves here are heavily processed or destroyed by epigenic karstogenesis, reinforced in the recent past by erosion, nivation, and a complex of other denudation processes. The most expressive relicts - caves and grottoes of the Kyik-Kobinsky cluster still retain distinct morphological indicators of hypogenic speleogenesis.

In the Piedmont part of the basin, hypogenic traces have the best preservation and expression, which is associated with the relatively recent transition of karst to the epigenic stage of development. In the discovered relict caves of the Piedmont, a morphological complex of upflows is everywhere observed in the form of recharge channels-feeders in the floor, niches, pockets and grooves in the walls, thinned intergallery and interfloor partitions and pendants, ceiling pressure domes, arches and cupolas. Due to the recent transition to a relict state, there are almost no speleothem formation in these caves, but specific mineralogical associations are found, isotopic anomalies of carbon-13 and oxygen-18 in the gallery walls are awaiting for detailed study.

In the Plain part of the basin, in certain parts of the geological section, the hypogenic karst is in an active state and functions in a confined hydrogeological settings. Epigenic karst develops very passively due to the aridity of the climate. The first is associated with a wide band of thermal water distribution at the junction of the piedmont and plains, numerous dips of the drilling tool into voids located at depths of up to 1000 m. The pressure character of groundwater, their hydrogen sulfide and methane anomalies, isotopic composition different from the meteoric waters of the region are additional evidence of hypogenic karst activity.

Key words: relict karst, hypogenic speleogenesis, cave cluster, genetic indicator, Zuya, Crimea.

References

1. Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N., Dreybrodt W. Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. Huntsville, 2000. 527 p.
2. Klimchouk A.B. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute. Special Paper №1. 2007. 106 p.
3. Klimchuk A.B. Gipogennyj speleogenez, ego gidrogeologicheskoe znachenie i rol' v evoljucii karsta (Hypogenic speleogenesis, its hydrogeological significance and role in karst evolution). Simferopol': DIP, 2013. 180 p. (in Russ.).
4. Klimchuk A.B., Timohina E.I., Amelichev G.N., Dubljanskij JU.V., Shpetl' K. Gipogennyj karst Predgornogo Kryma i ego geomorfologicheskaja rol' (Hypogenic karst of the Crimean Piedmont and its geomorphological role). Simferopol': DIP, 2013. 204 p. (in Russ.).

5. 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. pp. 407-430.
6. Klimchuk A.B., Dubljanskij JU.V., Timohina E.I., Amelichev G.N. Morfologicheskie i izotopnye izmenenija porod v stenah reliktovyh gipogennyh karstovyh kanalov v Predgornom Krymu kak indikatory paleogidrogeologicheskikh uslovij (Morphological and isotopic changes of rocks in the walls of relict hypogenic karst channels in the Crimean Piedmont as indicators of paleohydrogeological conditions). Sovremennye problemy litologii osadochnyh bassejnov Ukrainy i sopredel'nyh territorij. Kiev, 2014. pp. 41-44. (in Russ.).
7. Timohina E.I., Klimchuk A.B., Amelichev G.N. Reliktovye karstoprojavlenija central'noj chasti predgor'ja Gornogo Kryma (Relic karst manifestations of the Central part of the foothills of the Mountain Crimea). Estestvennye i tekhnicheskie nauki. 2014. no 6 (74). pp. 78-81. (in Russ.).
8. Amelichev G.N., Timohina E.I., Tokarev S.V. Gipogennyj karst v iskusstvennyh vyrabotkah Predgornogo i Ravninnogo Kryma (Hypogene karst quarries in the foothills and Plains of the Crimea) . Problemy prirodnopol'zovanija i ekologicheskaja situacija v Evropejskoj Rossii i sopredel'nyh stranah: Materialy VI Mezhdunar. nauch. konf. 12-16 oktjabrja 2015 g. Belgorod: Izd-vo «POLITERRA», 2015. pp. 168-171. (in Russ.).
9. Timohina E.I., Amelichev G.N., Tokarev S.V., Gorbatenko A.A. Kompleksnyj podhod k identifikacii gipogennogo karsta na massive Burunduk-Kaja (Vostochno-Krymskoe predgor'e) (Complex approach to identification of hypogenic karst on the Burunduk-Kaya massif (Eastern part of the Crimean Piedmont)) // Uchenye zapiski KFU im. V.I. Vernadskogo. T.1 (67), no2, 2015. pp. 91-105. (in Russ.).
10. Amelichev G.N., Tokarev S.V., Samohin G.V., Vahrushev B.A., Starcev D.B. Karstologo-speleologicheskie materialy pervichnogo obsledovanija peshhery Tavrida (Predgornyj Krym) (Karstological and speleological materials the initial survey of the cave Taurida (Piedmont Crimea)). Izuchenie i ispol'zovanie estestvennyh i iskusstvennyh podzemnyh prostranstv i zakarstovannyh territorij. II Krymskie karstologicheskie chtenija. Simferopol', 2018. pp. 191-196. (in Russ.).
11. Amelichev G.N. Ocenka resursnogo potentsiala peshhery Tavrida (Assessment of the resource potential of the Taurida cave). Geopolitika i ekogeodinamika regionov. T.5 (15). Vyp. 2. 2019. pp. 196–213. (in Russ.).
12. Amelichev G.N., Tokarev S.V., Samohin G.V. Peshhera Tavrida (Taurida cave). Atlas peshher Rossii. M., 2019. pp. 214-216. (in Russ.).
13. Vahrushev B.A. Rajonirovanie karsta Krymskogo poluostrova (Zoning of the Crimean Peninsula karst). Speleologija i karstologija. №3. 2009. pp.39-46. (in Russ.).
14. Ivanov B.N., Dubljanskij V.N. Gidrogeologicheskoe znachenie glubinnoj zakarstovannosti i harakter vodnogo stoka v zonah novjshih podnjatij Karpat i Gornogo Kryma (Hydrogeological significance of deep karst and the nature of water flow in the areas of the latest uplift of the Carpathians and the Mountain Crimea) / Okonchatel'nyj otchet. Institut mineral'nyh resursov. Simferopol', 1968. 300 p. (in Russ.).
15. Suhovij N.M., Bashkin A., Pivovarov S.V. Otchet po kompleksnomu izucheniju uslovij razvitija karsta i formirovanie karstovyh vod Dolgorukovskogo massiva (Report on complex study of karst development conditions and formation of karst waters of Dolgorukovsky massif). Simferopol', 1986. 220 p. (in Russ.).
16. Dubljanskij V.N. Obobshhenie materialov i usovershenstvovanie metodiki stacionarnyh nabljudenij v Krasnoj peshhere (Generalization of materials and improvement of methods of stationary observations in the Red cave). Simferopol', 1986. T.1. 1986. 360 p. (in Russ.).
17. Amelichev G.N. Peshhera Kiik-Koba: geologo-geomorfologicheskie uslovija i genezis (Kiik-Koba cave: geological and geomorphological conditions and genesis). Speleologija i karstologija. №6. 2011. pp. 5 - 11. (in Russ.).
18. Samohin G.V. Speleologicheskie issledovanija Dolgorukovskogo massiva (Krym) (Speleological research of the Dolgorukovsky massif (Crimea)). Svet. №1(36). 2010. p. 32-35. (in Russ.).
19. Amelichev G.N., Klimchuk A.B., Timohina E.I. Speleogenez v melovyh i eocenovyh otlozhenijah dolin rek Juza i Burul'cha (vostochnaja chast' Predgornogo Kryma) (Speleogenesis in Cretaceous and Eocene

- sediments of Zuya and Burulcha river valleys (Eastern part of the Piedmont Crimea)) // *Speleologija i karstologija*, no 7. 2011. pp. 52-64. (in Russ.).
20. Odarik V.A., Amelichev G.N. *Geologija i karst Mazanskoj kuesty (Predgornyj Krym) (Geology and karst Mazansky ridge (Piedmont Crimea))*. Sb. tezisov uchastnikov IV nauchno-prakticheskoy konferencii professorsko-prepodavatel'skogo sostava, aspirantov, studentov i molodyh uchenyh «Dni nauki KFU im. V.I. Vernadskogo», T. 2. Tavricheskaja akademija. Simferopol', 2018. pp. 279-280. (in Russ.).
 21. *Geologija SSSR. T. 8. Krym (Geology of the USSR. Crimea)*. M.: Nedra, 1969. 575 p. (in Russ.).
 22. Muratov M.V. *Kratkij ocherk geologicheskogo stroenija Krymskogo poluostrova (A brief sketch of the geological structure of the Crimean Peninsula)*. M.: Gosgeoltekhizdat, 1960. 230 p. (in Russ.).
 23. Dubljanskij V.N., Lomaev A.A. *Karstovye peshhery Ukrainy (Karst caves of Ukraine)*. K.: Naukova dumka, 1980. 177 p. (in Russ.).
 24. Kunc A.F. *Gidrotermal'no-metasomaticheskoe mineraloobrazovanie v karbonatnyh porodah (Hydrothermal-metasomatic mineral formation in carbonate rocks)*. L.: Nauka, 1987. 161 p. (in Russ.).
 25. Percev N.N. *Vysokotemperaturnyj metamorfizm i metasomatizm karbonatnyh porod (High-temperature metamorphism and metasomatism of carbonate rocks)*. M.: Nauka, 1977. 256 p. (in Russ.).
 26. Betekhtin A.G. *Mineralogiya (Mineralogy)*. M.: Gos. izd-vo geolog. lit-ry, 1950. 956 c. (in Russ.).
 27. Dobrovolskaya T.I., Sapronova Z.D., Radionova T.V. *Geohimiya pozdnejuryjskoj kory vyvetrivanija Gornogo Kryma (Geochemistry of the late Jurassic crust of the Mountain Crimea weathering)*. *Geohimiya osadochnyh porod i prognoz poleznyh iskopaemyh*. K.: Naukova dumka, 1978. pp. 128-137. (in Russ.).
 28. Meleshin V.P. *Paleokarst Ravninnogo Kryma (Paleokarst of the Plain Crimea)*. *Karstovyyj process i ego prognoz*. Ufa, 1980. pp. 139-141. (in Russ.).
 29. Shutov JU.I., Sevost'janov E.M. *Opyt modelirovanija razvitija ravninnogo karsta (Experience in modeling the development of flat karst)*. *Krymskie karstovye chtenija: sostojanie i problemy karstologo-speleologicheskikh issledovanij*. Simferopol', 2008. pp.19-20. (in Russ.).
 30. *Podzemnye vody karstovyh platformnyh oblastej Ukrainy (Groundwater in the karstic platform of the regions of Ukraine)* / Lushhik A.V. i dr. Kiev: Naukova dumka, 1981. 199 p. (in Russ.).
 31. Tokarev S.V., Tokarev I.V., Amelichev G.N. *Izuchenie uslovij pitaniya vodonosnyh kompleksov v neogenovyh otlozhenijah Ravninnogo Kryma s ispol'zovaniem metoda stabil'nyh izotopov (Study of the feeding conditions of aquifers in the Neogene sediments of the Plain Crimea using the method of stable isotopes)* // *Geopolitika i ekogeodinamika regionov*. Tom 3(13). Vyp. 4. 2017. pp.79-90. (in Russ.).
 32. Dublyansky Yu.V., Klimchouk A.B., Tokarev S.V., Amelichev G.N., Spötl C. *Groundwater of the Crimean peninsula: A first systematic study using stable isotopes*. *Isotopes in Environmental & Health Studies*, 55 (2019), pp. 419-437.

Поступила в редакцию 09.08.2019