

УДК 551.44

Г. Н. Амеличев<sup>1</sup>  
С. В. Токарев  
В. Г. Науменко  
Е. Г. Амеличев

***Морфолого-генетические исследования  
гROTO-камерных форм на северо-  
восточном склоне массива Чомбай  
(Караби-яйла, Горный Крым)***

Учебно-методический научный центр «Институт  
спелеологии и карстологии» ФГАОУ ВО Крымского  
федерального университета им. В.И. Вернадского,  
г. Симферополь  
e-mail: <sup>1</sup>lks0324@yandex.ru

**Аннотация.** Статья посвящена исследованию небольшого, но геоморфологически выразительного участка на северо-восточном склоне массива Чомбай (Караби, Горный Крым), где представлены реликтовые карстовые формы гипогенной этиологии. В ходе изучения геологических и геоморфологических условий участка определена высокая вероятность существования в прошлом закрытой гидрогеологической системы с напорной циркуляцией вод, локальным восходящим перетоком к поверхности и образованием соответствующего комплекса форм растворения. Приведены морфологические характеристики гROTO-камерных форм и их развитие на фоне эволюции геологических структур, карстово-водоносной системы и карстового рельефа в целом.

**Ключевые слова:** реликтовый карст, пещерный кластер, гипогенный спелеогенез, палеогеография, эволюция.

### **Введение**

Растущее осознание роли гипогенного карста в формировании рельефа Предгорного и Горного Крыма заставляет с пристальным вниманием относиться ко всем новым карстовым объектам, чей генезис и эволюционное состояние необходимо установить при проведении карстолого-спелеологических исследований. Установление происхождения позволяет обеспечить правильный подбор и последовательность применения методов исследования, облегчает интерпретацию эволюционного состояния карстового объекта, условий его функционирования в составе современной и/или реликтовой карстово-водоносной системы, повышает возможности и точность ретроспективного и прогнозного моделирования.

В 2017 г. в пределах северо-восточной части Чомбайского массива (Караби-яйла) авторами был обнаружен и обследован участок плотного размещения относительно крупных гROTO-камерных форм, получивший название Чомбайского карстового кластера. Географическое положение, гидрогеологическая обстановка, полостная морфология и аномально высокая плотность карстопроявлений делали заметным этот объект на фоне окружающих склонов массива. Высокая степень сходства морфологии гROTОВ и ниш с гипогенно-карстовыми образованиями Предгорного Крыма побудила авторов провести здесь исследования по генетической диагностике выявленных форм.

Цель исследования – на основе теоретических разработок и комплексного использования критериев генетической идентификации карста установить происхождение грото-камерных форм, выявленных на северо-восточном склоне массива Чомбай, и определить их эволюционное состояние. Задачи исследования: изучение геологических и палеогидрогеологических условий на участке, морфологических характеристик карстовых форм, анализ их пространственного размещения и определение функционального предназначения. Сбор информации проводился в ходе полевых обследований территории и выполнения съемочных работ на объекте. Результаты сравнивались с материалами исследований карста на соседних участках Внутренней гряды Крыма.

### **Методы и результаты исследований**

В качестве методической основы исследования выбран комплексный подход, включающий применение двух групп критериев генетической диагностики: 1) гидро-стратиграфических, палеогидрогеологических, палеогеографических и геоморфологических; 2) спелеоморфогенетических [1].

Чомбайский карстовый кластер расположен на северо-восточном окончании Карабийского массива у г. Тас-Тау (абсолютная отметка 412 м), в 2 км к западу от источника Карасу-Баши (рис. 1). Здесь в титонских известняках верхней юры сформировался отдельный крупный горно-карстовый амфитеатр, вытянутый с юго-запада на северо-восток и открытый к северу. Анализ топографической карты в пределах ареала развития известняков выявил их видимую мощность в 330 м. Близкие результаты по мощности (350-400 м) дает карта рельефа по подошве верхнеюрских карбонатов [2]. Известняки толсто- и неяснослоистые, брекчированные, падающие к северо-западу под углами 10-15°. Вдоль северо-западного борта амфитеатра по линии «высота 701,8 м – ист. Карасу-Баши» протягивается крупный линеймент, который подсекает кластер грото-камерных форм и, вероятно, контролировал здесь в прошлом их заложение.

Средняя и нижняя часть склонов амфитеатра покрыта маломощным и прерывистым покровом глинистых и песчаных отложений, на которых преимущественно произрастает лес. Согласно геологической карте С.В. Пивоварова [3] здесь расположен фрагмент значительно препарированных нижнемеловых отложений, основная масса которых залегает к северу у Белогорского водохранилища и к югу в Молбайской котловине. Согласно традиционным геологическим представлениям, базирующимся на взглядах М.В. Муратова, это остатки мелового покрова, перекрывавшего в прошлом известняки северного склона массива Караби, а ныне сохранившиеся фрагментами на Чомбайском участке [4]. Другой точки зрения придерживается В.В. Юдин [2, 5], который считает верхнеюрские известняки аллохтонными образованиями, надвинутыми с юга на коренные раннемеловые отложения. Поэтому фронтальная северная часть Карабийского олистоплака, испытавшая мощные процессы «впахивания», подверглась значительным нагрузкам с формированием зон торошения, брекчирования, кливажа и гравигенной трещиноватости. На отдельных участках образовались своеобразные «гидрогеологические окна», демонстрирующие нижнемеловой водоупор, у контакта с которым происходит разгрузка подземных вод. Спелеологическое исследование выходов подземных

вод показывает, что в настоящее время большинство из них связано с карстовыми сифонными каналами зоны сезонного колебания вод.

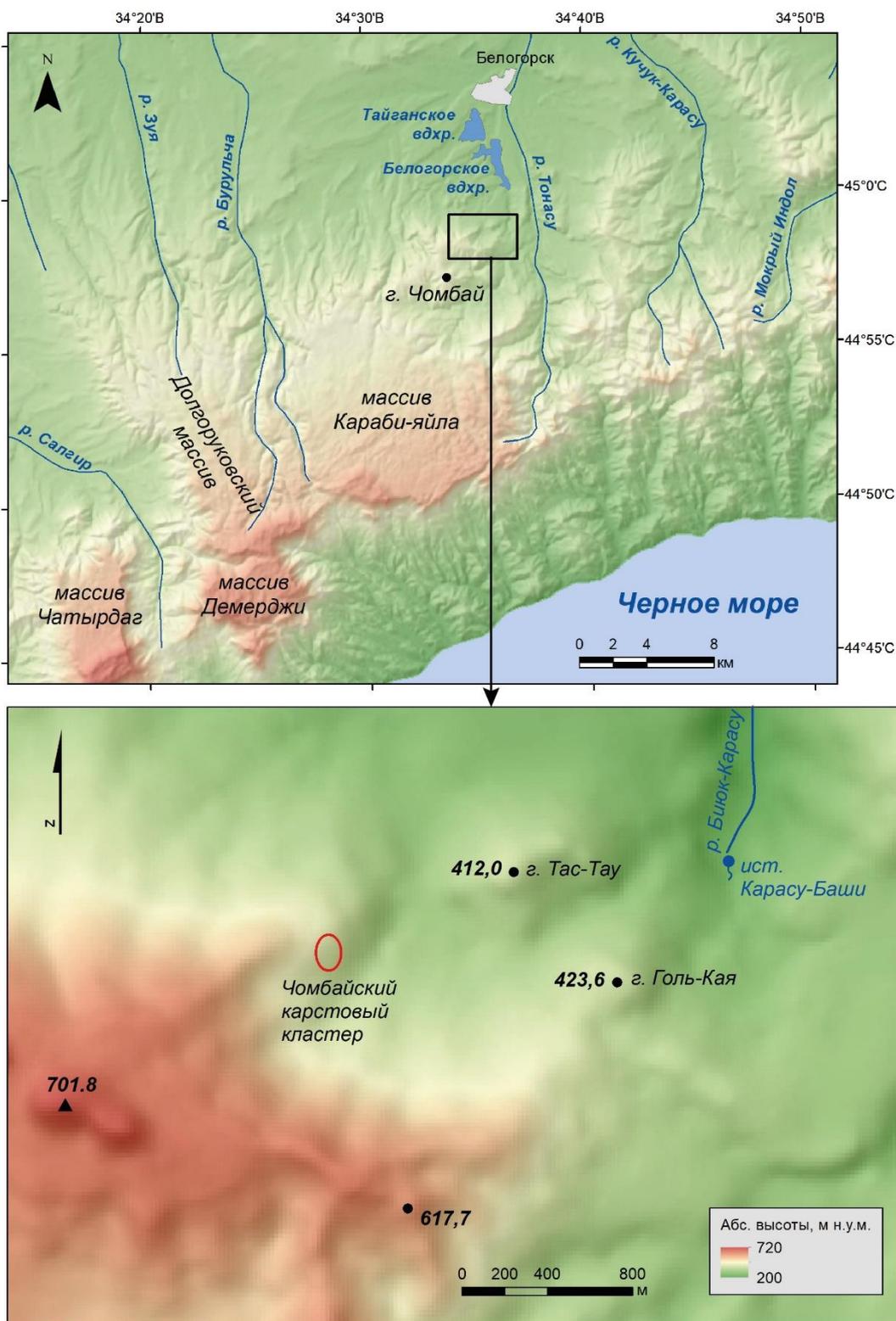


Рис. 1. Географическое положение Чомбайского карстового кластера

Следы глинистых отложений неокома встречаются на поверхности известняков на абсолютных отметках до 600 и более метров, что на 200 м выше высотного положения Чомбайского кластера. Это дает основание предполагать, что меловой экран из глин, лежащий на пути стекавших к северу и северо-западу карстовых вод Караби-яйлы, должен был стимулировать напорные условия циркуляции и восходящий характер подземных потоков вдоль контакта верхнеюрских и нижнемеловых отложений. Сопровождающий такую гидрогеологическую обстановку спелеогенез, должен был обязательно отразиться на полостной морфологии подводящих, передающих и разгружающих сток каналов. В классических районах развития гипогенного карста ансамбли таких функционально взаимосвязанных форм получили название морфологического комплекса восходящих потоков (МКВП) [1]. Они формируются в любых литотипах и стратиграфических подразделениях растворимых пород и относительно легко идентифицируются по внешним признакам в различных регионах, где карст развивался в гидрогеологически закрытых условиях.

Рассмотрим детальней морфологию Чомбайского карстового кластера и ее генетические признаки.

Кластер имеет длину с севера на юг более 100 м и с запада на восток около 60 м. Его проективная площадь составляет около 4500 м<sup>2</sup>. Выделяется два морфологических участка – северный и южный, названные Большой и Малый залы (рис. 2). Между ними имеется комплекс полуразрушенных форм транзитной функциональности, свидетельствующий о существовавшей связи залов в прошлом.

Малый зал имеет овальную в плане форму. Он вытянут с северо-запада на юго-восток на 25 м. Малый диаметр овала 15 м. В поперечном сечении зал имеет вертикальные, высотой до 10 м (в северной части) скальные борта. Днище выполнено известняковыми глыбами, прикрытыми почвой и листвой. Восточный борт зала вскрыт склоном амфитеатра и загорожен крупной глыбой. Морфология и комплекс крупно-глыбовых отложений зала свидетельствуют о его провальном механизме вскрытия на поверхность.

В крутых бортах Малого зала имеется четыре небольших грота (рис. 3). С юга заложен грот 1, с запада и северо-запада – гроты 2 и 3, с севера – грот 4. Их морфологические характеристики представлены в таблице 1.

Все гроты Малого зала имеют сферообразную, несколько удлиненную конфигурацию и горизонтальное развитие. Латеральная составляющая (параметры ширины и длины) превалирует над вертикальной (высота). Их заложение контролируется примерно единым высотным уровнем (диапазон колебаний 2-5 м). Три из четырех гротов вытянуты в западном - северо-западном направлении, где располагалась Северо-Карабийская барражная зона – своеобразный экран на пути стекающих с яйлы подземных вод, стимулировавший в условиях формировавшегося подпора переориентацию стока и восходящий характер потоков по карстовым каналам к локальным очагам разгрузки на тектонически или литофациально ослабленных участках.

Гидрогеологические условия заложения Малого зала, его размеры, конфигурация и внутренняя мезо морфология являются яркими индикаторами формирования полостного пространства в закрытой гидрогеологической обстановке, в условиях напорно-фреатической циркуляции вод, которая характерна для гипогенного спелеогенеза.



**Рис. 2.** Положение кластера на склоне массива и морфология Малого и Большого залов.

а – положение в склоне амфитеатра; Малый зал: б – грот 1, в – внутренняя часть грота 2, г – сферический свод грота 3; Большой зал: д – останец на перемычке Малого и Большого залов, е – ниши грота 7 с термо-гравитационной брекчией на переднем плане, ж – один из тупиков грота 8, з – напорный свод грота 9 с арочным полузасыпанным входом в дальнюю камеру.

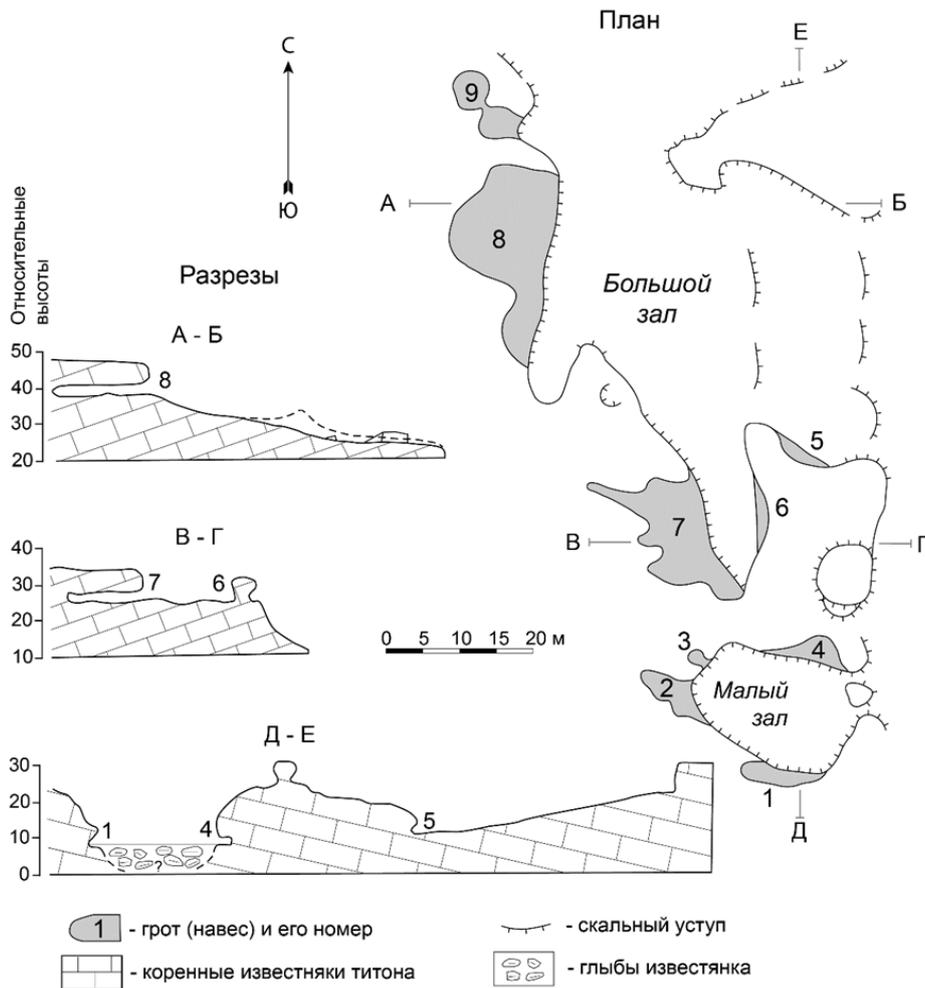


Рис. 3. План и разрезы реликтовых грото-камерных форм Чомбайского кластера  
Составлено авторами

Таблица 1.

Морфологические характеристики гротов Чомбайского кластера

Номер грота	Длина*, м	Ширина*, м	Высота*, м	Площадь**, м <sup>2</sup>	Объем**, м <sup>3</sup>
Малый зал					
1	3	11	4	20	50
2	8	5	2	28	42
3	4	3	1	10	10
4	7	10	2	18	28
Большой зал					
5	1	5	2	5	8
6	3	8	2	15	20
7	18	14	6	135	540
8	11	26	4	200	600
9	11	3	2	40	50

Примечание: \* - максимальные значения, \*\* - рассчитаны по средним значениям.

Составлено авторами

Большой зал – это древний, значительно разрушенный денудацией фрагмент крупной полости, некогда составлявшей с Малым залом единую пещеру. Его овальный контур прослеживается по реликтовым фрагментам грото-камерных форм, сохранившимся в рельефе склона. Также, как и Малый зал он вытянут с северо-запада на юго-восток. Максимальный диаметр овала составляет 80 м, минимальный – около 50 м. Более 75% периметра Большого зала – это крутые обрывистые борта, наиболее высокие (до 10 м) в северной, западной и южной частях. Восточный борт открыт на склон амфитеатра и отделен от его нижней части 2-метровым скальным уступом. Дно Большого зала наклонное (25°), со скальными ступеньками высотой до 1 м. Механизм образования и факторы, контролирующие морфологию таких сквозьпластовых камер с наклонным основанием, описаны в работе А.Б. Климчука с соавторами [6, с.78-80]. Большой зал, как и Малый, был вскрыт на поверхность в результате нескольких провалов, которые вероятно возникли на этапе развития приоткрытого карста, когда были сняты напорные условия, архимедова поддержка сводов и появилась поверхность свободной воды. Судя по худшей сохранности камеры Большого зала, его вскрытие произошло несколько раньше, чем Малого.

В интерьере Большого зала выделяются два малых грота-навеса и три относительно крупных пещерообразных грота (табл. 1).

Грот-навес 5 представляет собой фрагмент нижней части Большого зала. свод над которой полностью разрушен и вынесен за пределы полости. Грот-навес 6 — это восточное окончание хорошо сохранившегося крупного грота 7 в южной части Большого зала. Некогда они имели общий свод, более 60 % которого сохранилось и несет следы напорной морфологии. Остальная часть свода обвалилась, сформировав седловину между Большим и Малым залами. Часть обломков сместилась на север к середине Большого зала, часть – обрушилась на дно лежащего ниже Малого зала.

В гроте 7 наглядно представлены мезоформы, выполнявшие в активную фазу развития полости транзитную функцию – передачу восходящих потоков от питающих каналов из Малого зала к своду Большого. Это стенные желоба и полутрубы, идущие от пола к своду, а также многочисленные ниши и горизонтальные тупиковые ходы. Первые два типа формируются в низко динамичной среде при свободно-конвективной циркуляции вод. Два последних типа являются результатом развития коррозии смешивания, возникающей при контакте восходящих вод по вертикальному высокопроницаемому каналу с латеральным потоком по отдельному слою повышенной проницаемости [1].

Самый большой по площади грот 8 расположен в северо-западной части Большого зала. Здесь также представлен внутренний морфологический комплекс восходящих потоков. Моделирующие западную и северо-западную стенки грота ниши и карманы имеют плавные округленные контуры, углубляются в породу до 1-1,5 м, имея горизонтальное (стратиформное) развитие. Их положение контролируется более проницаемым и растворимым слоем известняка.

Замыкает северо-западный выступ Большого зала грот 9, состоящий из двух сферических камер диаметром около 5 м каждая. Первая камера наполовину заполнена щебнистыми отложениями. С северо-запада она соединяется полуметровым окном со второй камерой, на  $\frac{3}{4}$  заполненной обломочным материалом.

Северный борт Большого зала в нижней части склона представлен 5-10-метровыми обрывами, местами с отрицательным уклоном, что позволяет рассматривать их как фрагмент разрушенной пещерной стенки.

Анализ палеогеографических условий развития карста региона [4, 7], свидетельствует, что в течение позднего мела-миоцена гипогенный спелеогенез на участке развивался на фоне относительно пассивной гидрогеологической обстановки, связанной с условиями погребения под слабопроницаемые покровы, формированием напорной низкодинамичной циркуляции вод вследствие незначительной амплитуды высот между областью питания и разгрузки в пределах закладывавшегося палеобассейна на северном крыле мезозойских структур Крымских гор. Фаза инициации и зарождения гипогенного спелеогенеза была самой продолжительной, характеризовалась отсутствием какой-либо связи с поверхностным питанием, наличием подтока глубинных, часто горячих вод, оставивших на заключительных фазах действия гидротермокарстовых систем следы в виде кальцитовых жил и полостных покровов из кристаллов исландского шпата [6, 8].

Начиная с сарматского времени, когда Горный Крым был втянут в альпийские горообразовательные движения, на участке начинается разрушение закрытых гидрогеологических условий – происходит активизация геологических структур, образование новых тектонических и гравигенных разрывов, эрозия миоценовой поверхности выравнивания и формирование молодой гидрографической сети. Расчленение территории и появление области промежуточной разгрузки карстовых вод палеобассейна в Южной продольной депрессии, существенно активизировало гидродинамику и спелеогенез Чомбайского кластера. Однако нарастающие темпы вскрытия напорной карстово-водоносной системы уже к концу плиоцена привели к ее частичному обезвоживанию и появлению вадозной зоны. Начался этап доминирования эпигенных условий карстообразования. Вероятно, какое-то время пещерный кластер функционировал как крупный источник (по аналогии с современным Карасу-Баши), а после расширения вадозной зоны в нем начались обрушения пещерных сводов. Сначала обрушился купол Большого зала, а когда уровень вод опустился еще ниже и исчезла архимедова поддержка, рухнул купол Малого зала. Учитывая материалы датировок первичного вскрытия полости, полученные по пещере Таврида [7], расположенной в Предгорном Крыму в 25 км к северо-западу, и несколько опережающие темпы раскрытия карста в Горном Крыму, можно предположить, что разрушение гипогенно-карстового механизма функционирования и переход к эпигенному спелео- и карстогенезу на Чомбайском кластере произошел к концу плиоцена. Плейстоценовый этап жизни пещерного кластера был связан с продолжающимся освобождением горного амфитеатра от мелового покрова, дальнейшим обрушением козырьков реликтовых сводов Большого и Малого залов и растворением сформировавшихся гравитационных отложений.

### **Выводы**

Таким образом, в ходе выполненных исследований установлено следующее:

1. Чомбайский кластер грото-камерных форм сформировался на северо-восточной периферии Карабийского карстового района в толще титонских

известняков верхней юры, у их современного контакта со слабопроницаемыми глинистыми отложениями нижнего мела.

2. Положение фрагментов меловых глин выше абсолютных отметок кластера указывает на их покровно-барьерный характер залегания по отношению к известнякам в прошлом, что хорошо согласуется с аналогичными данными по соседним карстовым массивам и носит региональные черты.

3. Наличие верхнеюрского водоносного комплекса, погружающегося в северном направлении, и слабопроницаемого экрана из глин на пути подземного стока с Караби, обеспечивало развитие закрытой субартезианской обстановки с напорными условиями циркуляции и восходящим характером потоков на тектонически и/или фациально ослабленных участках (включая Чомбайский). В спелеогенетическом отношении обстановка соответствует этапу зарождения (юности) кластера.

4. Длительный период существования Чомбайской напорной КВС привел к развитию функционально предопределенного каркаса МКВП, включающего питающее, транзитное и разгрузочное звенья, представленные соответствующими гипогенно-карстовыми формами. Взаиморасположение этих форм свидетельствует о существовании восходящего перетока из Малого зала в Большой и выше к поверхности через ослабленные зоны покровных толщ (этап зрелости).

5. После активизации альпийской геодинамики закрытая гидрогеологическая система разрушается, покровные отложения подвергаются денудации, усиливается роль поверхностного питания (этап старости). Сначала Большой, а затем и Малый залы работают как пещеры-источники, способствуют выносу глинистого материала и оформлению склонового амфитеатра. После дальнейшего падения уровня воды и смещения очага разгрузки к современному положению источника Карасу-Баши, кластер переходит в реликтовое состояние и продолжает разрушаться за счет процессов экзоморфогенеза до настоящего времени.

6. Оценивая эволюционно-генетические аспекты развития Чомбайского участка, отметим, что, сформировавшись в течение позднего мела-миоцена по гипогенной схеме спелеогенеза, кластер, начиная с середины-конца плиоцена, перешел на эпигенный механизм функционирования. За период своего существования, согласно типологии А.Б. Климчука [1, с.109], он пережил 4 эволюционных состояния: закрытого, приоткрытого, взрезанного и раскрытого карста.

### *Литература*

1. Климчук А. Б. Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста. Симферополь: ДИАЙПИ, 2013. 180 с.
2. Юдин В. В. Проблемы основания Чатырдагского и Караби-Долгоруковского карстовых массивов в Крыму // Мат-лы Всеросс. научно-практич. конф. II Крымские карстологические чтения «Изучение и использование естественных и искусственных подземных пространств и закарстованных территорий». Симферополь, 2018. С. 14-19.
3. Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1:200000 / Гл. ред. Деренюк Н.Е. К.: Мингео УССР, 1984.

4. 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.
5. Юдин В. В. Геодинамика Крыма. Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. 336 с.
6. Климчук А. Б., Тимохина Е. И., Амеличев Г. Н., Дублянский Ю. В., Шпётль К. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль. Симферополь: ДИАЙПИ, 2013. 204 с.
7. Амеличев Г. Н. Эволюция гипогенного карста в бассейне р. Зуя (Крым) // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2019. Т.5. №4. 2019. С.241-254.
8. Дублянский В. Н., Дублянский Ю. В. Кальцитовые жилы Горного Крыма как индикатор его палеогидрогеологических условий // Геологический журнал. №3. 1988. С.81-85.

**G. N. Amelichev<sup>1</sup>,  
S. V. Tokarev,  
V. G. Naumenko,  
Ye. G. Amelichev**

---

**Morphological and genetic studies of grotto-cavity forms on the north-eastern slope of the Chombay massif (Karabi-yayla, Mountainous Crimea)**

---

Scientific Centre «Institute of Speleology and Karstology» of  
V.I. Vernadsky Crimean Federal University, Simferopol  
e-mail: <sup>1</sup>lks0324@yandex.ru

---

***Abstract.** The article is devoted to the study of a small but geomorphologically expressive area on the north-eastern slope of the Chombay massif (Karabi, Mountainous Crimea), where relict karst forms of hypogenic etiology are presented. In the course of studying the geological and geomorphological conditions of the site, a high probability of the existence in the past of a closed hydrogeological system with pressure water circulation, local upward flow to the surface and the formation of a corresponding complex of dissolution forms was determined. The morphological characteristics of grotto-cavity forms and their development on the background of the evolution of geological structures, karst-aquifer system and karst relief in general are given.*

***Keywords:** relict karst, cave cluster, hypogenic speleogenesis, paleogeography, evolution.*

### **References**

1. Klimchuk A. B. Gipogennyj speleogenez, ego gidrogeologicheskoe znachenie i rol' v e`volyucii karsta (Hypogene Speleogenesis, its hydrogeological significance and role in karst evolution). Simferopol: DIAJPI (Publ.), 2013. 180 s. (in Russian).
2. Yudin V. V. Problemy` osnovaniya Chaty`rdagskogo i Karabi-Dolgorukovskogo karstovy`x massivov v Kry`mu (Problems of the foundation of the Chatyrdag and Karabi-Dolgorukovsky karst massifs in the Crimea) // Mat-ly` Vseross. nauchno-praktich. konf. II Kry`mskie karstologicheskie chteniya «Izuchenie i ispol`zovanie estestvenny`x i iskusstvenny`x podzemny`x prostranstv i zakarstovanny`x territorij». Simferopol, 2018. S. 14-19. (in Russian).

3. Geologicheskaya karta Gornogo Kry`ma. Masshtab 1:200000 (Geological map of the Mountainous Crimea. Scale 1:200000) / Gl. red. Derenyuk N.E. K.: Mingeo USSR, 1984. (in Russian).
4. Amelichev G. N., Timoxina E. I., Tokarev S. V., Amelichev E. G., Naumenko V. G. Identifikaciya gipogennogo karsta na severnom sklone Karabijskogo massiva (Gorny`j Kry`m) (Identification of hypogenic karst on the northern slope of Karaby massif (The Crimean Mountains) // Uchyony`e zapiski KFU im. V.I. Vernadskogo. T.1(67). №1. 2015. S.91-107. (in Russian).
5. Yudin V. V. Geodinamika Kry`ma (The geodynamics of Crimea). Simferopol`: DIAJPI (Publ.), 2011. 336 s. (in Russian).
6. Klimchuk A. B., Timoxina E. I., Amelichev G. N., Dublyanskij Yu. V., Shpyotl` K. Gipogenny`j karst Predgornogo Kry`ma i ego geomorfologicheskaya rol` (Hypogene karst of the Crimean fore-mountains and its geomorphological role). Simferopol`: DIAJPI (Publ.), 2013. 204 s. (in Russian).
7. Amelichev G. N. E`volyuciya gipogennogo karsta v bassejne r. Zuya (Kry`m) (Evolution of hypogenic karst in the basin of the Zuya river (Crimea) // Geopolitika i e`kogeodinamika regionov. 2019. T.5. №4. 2019. S.241-254. (in Russian).
8. Dublyanskij V. N., Dublyanskij Yu. V. Kal`citovy`e zhily` Gornogo Kry`ma kak indikator ego paleogidrogeologicheskix uslovij (Calcite veins of the Mountainous Crimea as an indicator of its paleohydrogeological conditions) // Geologicheskij zhurnal. №3. 1988. S.81-85. (in Russian).

*Поступила в редакцию 01.03.2023 г.*