

Вахрушев Б.А.
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ КРЫМА В СВЕТЕ НОВЕЙШИХ КАРСТОЛОГО-СПЕЛЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

История развития Горного Крыма как альпийских возрожденных гор, возникших на эпикиммерийской платформе, очень сложна и до конца не расшифрована. Существенный вклад в ее изучение могут внести материалы комплексных исследований карста региона.

В образовании карстовых форм принимает участие широкий спектр геолого-структурных, литологических, гидрологических, гидрохимических, геоморфологических, климатических, биолого-почвенных и других природных факторов. Для полного развития карстового процесса необходим достаточно длительный континентальный этап (не менее 4-6 миллионов лет). Карст относится к геоморфологическим процессам, обладающим (в зависимости от изменения или прекращения, а затем возобновления основных условий его образования) ярко выраженной способностью унаследованного развития от более древних эпох к более молодым. В карстовых полостях могут накапливаться разнообразные отложения, палеонтологические и археологические объекты различного возраста. В связи с этим, карстовые явления можно рассматривать как своеобразный банк данных, содержащий многочисленные сведения о палеогеографии региона. Однако и здесь существуют свои проблемы и нерешенные вопросы.

Нет единого мнения и о возрасте карстовых форм. В. Ф. Пчелинцев [34] предполагал, что многоэтажность некоторых крупных пещер Крыма, наличие разрушенных пещер и кальцитовых натечных кор на поверхности яйл. Является свидетельством карста мезозойского времени. М. В. Муратов и Н. И. Николаев, коррелируя пещеры и речные террасы, придавали ему четвертичный возраст [30]. Однако, в дальнейшем, реконструируя образование Варнутской, Байдарской и Салгирской котловин, М.В. Муратов пишет уже о титонском карсте [29]. И. Г. Глухов [7] полагал, что карст в Крыму начал развиваться с конца раннего мела, но наибольшая его активизация произошла в конце неогена. М. В. Чуринов [37] связывал развитие карстовых процессов с поднятиями позднего миоцена, плиоцена и антропогена. Как минимум пять этапов: поздняя юра – ранний мел, средний альб – средний миоцен, поздний миоцен – поздний плиоцен, ранний плейстоцен – голоцен в истории развития карста Крыма выделял В. Н. Дублянский [13]. Данная периодизация, основанная на богатом фактическом материале, относит к единым этапам как карбонатные, так и терригенные эпохи осадкообразования. Однако, одним из основных условий образования карста является наличие проницаемых для воды и растворимых в ней горных пород. Остальные условия (наличие движущихся агрессивных вод) могут возникать только на этапах континентального развития региона. В связи с этим, правомочно выделять эпохи карбонатного седиментогенеза и соотносить их с фазами морских регрессий, обуславливающих господство континентального режима в пределах территорий, сложенных карбонатными породами.

В истории развития Крыма можно выделить два крупных этапа – геологический и геоморфологический. Во время первого образовались толщи карстующихся пород и заложились основные структурные и гидролого-карстологические элементы современного рельефа, что было обусловлено не только тектоническим планом территории, но и наличием континентальных перерывов, обеспечивших унаследованное развитие карста от древнейших эпох к современным.

На втором этапе, на фоне усиливавшейся денудации, активизация тектонических поднятий, в условиях изменяющегося климата, определила свою периодизацию геоморфологического развития региона. В ее основу можно положить признак доминирования того или иного комплекса экзогенных и эндогенных процессов.

Геологический этап

Здесь можно выделить несколько эпох карбонатного осадкообразования: позднеюрскую, позднемеловую–палеоцен-эоценовую и среднемиоценовую–раннеплиоценовую в пределах которых имели место длительные континентальные перерывы. В это время возникали условия, необходимые для достаточно активного карстогенеза. Обращает на себя внимание факт снижения интенсивности карбонатного осадкообразования от древних к более молодым эпохам.

Позднеюрская эпоха. Она охватывала период с начала оксфорда и по ранний берриас нижнего мела и длилась более 20 млн. лет. За этот период в условиях жаркого тропического климата [3] были сформированы толщи коралловых, водорослевых и хемогенных известняков, слагающих Главную гряду Крымских гор. В данную эпоху следует отметить три крупных континентальных перерыва, связанных с *оксфорд-кимериджской (порок-секванской), позднекимеридж-раннетитонской и познетитонской ранневаланжинской регрессиями*. В течение первых двух, в условиях невысокой холмистой суши, были сформированы поверхностные и небольшие подземные карстовые формы, выполненные песчано-глинистым материалом и бокситоносными отложениями. Они вскрыты при проходке Ялтинского гидротоннеля [23] и обнаружены в юго-западном Крыму [4]. В этой части Главной гряды с поверхностными карстовыми формами связаны небольшие месторождения бокситов. На массиве Басман-Кермен они образуют пласт мощностью до 4,5 м, залегающий на закарстованной поверхности лужитанских известняков и перекрытый известняковой брекчией и органогеннообломочными известняками [1]. Происхождение бокситов дискуссионно. Одни исследователи считают, что это своеобразная кора выветривания лужитанских известняков [2], другие связывают их образование с переотложением позднеюрской коры выветривания, формировавшейся на метаморфических сланцах, магматических и вулканогенно-осадочных породах средней юры [10].

Геоморфологическим следствием позднекиммерийской (андийской) фазы горообразования явилось формирование позднеюрской поверхности выветривания. В настоящее время она представлена фрагментарно на

разных гипсометрических уровнях. Ей соответствуют наиболее приподнятые участки яйлы, располагающиеся на отметках 1350-1525 м [2].

Позднетитонская–ранневаланжинская регрессия ознаменовалась формированием нижнемеловой поверхности выравнивания. Эта поверхность широко распространена в Горном Крыму. Она располагается гипсометрически ниже первой и отделена от нее уступом высотой 250-300 м. Местами поверхность фиксируется железистой корой выветривания мощностью 10-15 см. Кора сохранилась от разрушения только там, где на корродированной поверхности титонских известняков залегают валанжинские глины (северные склоны Чатырдага, Караби и пр.).

Последняя позднетитонская–ранневаланжинская регрессия сыграла более значимую роль в карстовом морфогенезе рассматриваемой эпохи и во многом определила особенности подземного закарстования Крымских яйл. Анализ соотношения условий залегания позднеберриасских и ранневаланжинских глин на корродированной, эрозионно расчлененной поверхности титонских известняков северной части Чатырдага и Караби [26], а также палинспастические реконструкции позволяют говорить о том, что карстующиеся известняки, слагавшие гористую сушу, были подняты не менее чем на 300-400 м высоты. Учитывая длительность континентального перерыва, жаркий тропический климат, ливневый характер атмосферных осадков, наличие близкого базиса карстования (морское побережье) и достаточно высоко поднятой суши, сложенной хорошо карстующимися известняками, - в этот период были заложены все основные элементы древней карстовой подземной гидрографии и геоморфологии. Унаследованность, уничтожение и переработка созданных в этот период подземных карстовых форм - дело всех последующих эпох карстового морфогенеза. В эту эпоху были сформированы древнейшие звенья карстовых воздухоносных пещерных систем Мраморной, Эмене-Баир-Хасар, Бездонной, Красной, крупных пещер Караби, Ай-Петри и др. Отсутствие мощной зоны вертикальной циркуляции карстовых вод определили формирование субгоризонтальных или пологонаклонных ($5-10^0$) карстовых галерей, залов и практического отсутствия вертикальных полостей. В связи с этим, большинство из них унаследованно развивались, проходя этапы консервации и последующей активизации, начиная с позднетитонского времени, и к началу раннего плиоцена уже имели достаточно крупные размеры.

С конца берриаса территория нынешнего Горного Крыма начинает втягиваться в область опусканий. Наступает эпоха терригенного осадкообразования, охватившая практически весь верхний мел. Глинистые отложения покрывают большую часть Горного Крыма, консервируя ранее созданные карстовые формы. В межгорных эрозионно-тектонических котловинах позднетитонского–раннеберриасового времени накапливаются мощные толщи глин и песчаников валанжин-альба.

Верхнемеловая-палеоцен-эоценовая эпоха карбонатного седиментогенеза продолжалась 40-45 млн. лет и ей свойственны более медленные темпы карбонатного осадкообразования. Широкое распространение получили переходные слабокарстующиеся разновидности карбонатных пород. В эту эпоху были сформированы основные структурные элементы Внутренней и Внешней предгорных гряд.

Наиболее значимые континентальные перерывы этого времени отмечены на рубежах *коньяка, дата, конца палеоцена и эоцена*. В позднем мелу-палеогене в Крыму существовали влажнотропические и субтропические условия. Температуры воздуха составляли 18-22⁰ (турон-коньяк), 20-26⁰ (палеоцен), 22-23⁰ (эоцен) [3,36]. Можно предполагать, что во время континентальных перерывов, Главная гряда представляла собой невысокую (100-200 м над уровнем моря), слегка всхолмленную сушу. К югу от нее поднималась более высокая часть гряды, откуда при благоприятных условиях (наличие оксфорд-кимериджских конгломератов), мог происходить снос рыхлого материала, образующего пролювиальные шлейфы (нижнее плато Чатырдага) [18]. Это способствовало возникновению на некоторых участках Главной гряды покрытого карста.

В периоды поднятий Внутренняя гряда и межгорная долина между Главной и Внутренней грядами такие представляли собой пенеппенизированную, слегка всхолмленную равнину. Об этом свидетельствует наличие известковых кор (калькретов) в кровле датского и кремневых кор (силькретов) в кровле инкерманского ярусов нижнего палеоцена [8,9].

В это время водонапорная система Главной гряды перешла на инфильтрационный этап развития. Началось постепенное вытеснение минерализованных седиментационных вод из верхней части карбонатной верхнеюрской толщи. В позднем мелу – среднем миоцене на Главной гряде наблюдалась активная гидротермальная деятельность. Ее индикаторами являются кальцитовые жилы, имеющие протяженность по простиранию до 1 км и мощность - до 10 м. Они встречены на нижних плато Ай-Петринского, Бабуганского, Чатырдагского, Долгоруковского, Карабийского массивов, а также – в рифовых телах Восточного Крыма (массив Алчак). Изучение газово-жидких включений более 600 образцов кальцитов из этих жил, проведенных Ю.Дублянским [14], показало, что их образование происходило в шесть стадий, отвечающих шести этапам раскрытия тектонических трещин, при постепенном снижении температур минералообразующих растворов от 200 до 30⁰С. Согласно современным физико-химическим представлениям, при восходящем движении слабо кислых гидротермальных растворов их растворимость по отношению к CaCO₃ вначале возрастает (до глубины 500-250 м от поверхности), а затем резко снижается. Таким образом, в карбонатных массивах формируются две физико-химические зоны: растворения и отложения. В первой из них происходило образование шарообразных и щелевидных гидротермокарстовых полостей, во-вторых – образование кальцитовых жил. В ходе тектонических поднятий верхняя часть кальцитовых жил была срезана денудацией, а в зону отложения вошли гидротермокарстовые полости, в которых началось образование кристаллов исландского шпата [14].

Таким образом, главными событиями описываемой эпохи явилось: образование карбонатных пород

Предгорных гряд, развитие гидротермокарстовых процессов, частичная, а местами и полная денудация глинистых отложений, перекрывающих низкие яйлы Главной гряды.

На границе палеогена и неогена большая часть Крыма испытывало интенсивное прогибание – накапливалась толща (до 3 км) глинистых пород майкопского времени отделившая последнюю эпоху карбонатного седиментогенеза от более ранних.

Среднемиоценовая-раннеплиоценовая эпоха, длительностью менее 10 млн. лет, ознаменовалась неустойчивым карбонатным осадкообразованием. В пределах Главной гряды происходил размыв нижнемеловых глин. Территория Горного Крыма вступала в геоморфологический этап своего развития. Началось освобождение древних карстовых водоносных пещерных систем от консервировавших их террогенных отложений ранних эпох.

В начале этапа Главная гряда представляла собой невысокие платообразные массивы, на поверхности которых в переменено-влажных субтропических условиях формировалась красноцветная кора выветривания [11, 28]. В среднем плиоцене начались дифференцированные блоковые поднятия с максимальной амплитудой до 800-1000 м в центральной части гряды [5]. Заложилась эрозионная сеть нижних плато и возникли условия для интенсивного вытеснения седиментационных вод из средней части верхнеюрской карбонатной толщи. В это время происходит очередное омоложение древних карстовых полостей, заложенных ещё во время позднеитонского-раннеберриасского континентального перерыва. Формируются как фреатические поддолинные каналы стока водоносные системы: Геофизическая, Трехглазка, Мисхорская - на Ай-Петринском Кастере; Монастырь, Чокрак, Большой Бузлук, Мира - на Карабийском массивах. В пользу их заложения не ранее конца неогена свидетельствуют изотопный состав углерода [6] и наличие в современной спелеофауне неогеновых реликтов [27]. Наличие разноуровневых (с высотой заложения от 1250 до 350 м) пещер-источников на Южных обрывах Главной гряды является веским доводом против существования Понтиды. Во всяком случае, уже с позднего плиоцена Горный Крым имел двухсторонний подземный сток с собственных (автохтонных) питающих водосборов. Об этом же свидетельствует минералогический состав водных механических отложений пещер Крыма [15].

В пределах современных Предгорных гряд Крымских гор в позднем миоцене- раннем плиоцене сформировалась поверхность выравнивания [2]. Она развилась в основном на породах верхнего мела, но отмечена также на отложениях таврической серии и средней юры (междуречье Бельбека и Альмы), конгломератах верхней юры (междуречье Альмы и Малого Салгира), известняках палеогена (междуречье Бештерека и Бурульчи). В настоящее время она располагается на высотных отметках 750-450 м. В центральной части полуострова на ней сохранилась кора выветривания, представленная ожелезненными продуктами гумидного гипергенеза (скопления железомарганцевых конкреций и стяжений, красно-бурые глины и суглинки, железистые конгломераты и железные руды). Условий для развития подземного карста на этом этапе здесь не было.

Геоморфологический этап.

В начале этапа основным экзогенным фактором геоморфологического развития Горного Крыма являлся комплекс эрозионно-денудационных и подчиненных им карстовых процессов, протекавших на фоне активных тектонических поднятий.

Эрозионно-денудационная геоморфологическая эпоха плиоцен-раннеплейстоценового времени. В эрозионной сети продолжается интенсивный размыв оставшихся небольших участков покровных нижнемеловых глин. В речных долинах транзитных рек развивается система подрусовых полостей (Гугерджин-Бинбаш, Холодная, Трехглазка и др. на Чатырдаге, Эгиз-Тинах I, II, III на Караби). В это время происходит распад эрозионной сети на изолированные водосборы (котловины). В тяготеющих к ним карстовых полостях найден зоопалеонтологический материал, датируемый позднеплиоценовым возрастом, что позволяет считать время их образования ранее плиоценового [27]. На периферии карстовых массивов происходила проработка конечных звеньев карстовых водоносных систем – закладываются пещеры-источники. К концу этапа древние карстовые полости полностью освободились от глинисто-галечникового заполнителя. Микрофауна раннемелового (берриасваланджинского) возраста пока обнаружена в заполнителе одной небольшой пещеры Догоруковского массива [18]. Они достигли своих максимальных размеров и вступили в стадию хемогенной пещерной седиментации. В них сформировались мощные натечные коры и колонны.

В связи со сводовым поднятием Горного Крыма происходило оформление геоморфологических систем внутренних и внешних куэст Предгорных гряд и образование продольной предгорной депрессии. Об интенсивном размыве верхнемелового карбонатного комплекса, располагавшегося южнее современного положения Внутренней куэсты, говорит нахождение типичных турон-кампанских кремневых стяжений, вымытых в русловые поноры пещеры Алима, заложенной в эоценовых нуммулитовых известняках окрестностей г. Симферополя.

Гляциально-ниважно-карстовая геоморфологическая эпоха охватывает период с конца раннего плейстоцена и до голоцена. В эту эпоху Главная гряда была выведена на абсолютную высоту 1200-1500 м. Поднятия и общее похолодание, связанное с периодическим оледенением на Русской равнине, способствовали установлению холодного умеренного климата со снежными зимами [3]. Вопрос о существовании оледенения на Главной гряде до сих пор относится к числу остро дискуссионных. Новейшие исследования свидетельствуют, что во время днепровского оледенения режим рек, стекающих с Главной гряды, существенно отличался от современного. Они были многоводны и нагружены обломочным материалом. Террасы средних высот отличаются значительной шириной и мощным валунным аллювием. В верховьях рек они связаны с обвальными-

дефлюкционными шлейфами, обрамляющими Главную грядку [24]. Это позволяет предполагать наличие на ней обширных фирновых полей и небольших ледников.

Карстологические данные подтверждают это предположение. На верхних и нижних плато формируются многочисленные нивально-коррозионные котловины, наложенные на эрозионные и коррозионно-эрозионные водосборы низших порядков.

Широкое распространение получили нивально-коррозионные колодцы и шахты. Характерной особенностью кривых распределения нивально-коррозионных полостей по глубине является их периодичность. По данным В. Н. Дублянского [15], формирование этих полостей под действием снеговых талых вод происходит со скоростью 75 мкм/год. Сопоставление кривой распределения по глубине с кривой времени оледенений показало тесную корреляционную связь ($C_v 0,98 \pm 0,01$). Максимальные приросты глубин полостей этого класса соответствуют оледенениям рисс-2, рисс-1, миндель-3, миоцен-1, гюнц-4, гюнц-3 [15].

Карст Внутренней гряды развивается в основном за счет инфлюационного поглощения вод транзитных водотоков и их боковых притоков. Это приводит к образованию довольно многочисленных, но небольших (протяженность до 300 м) пещер-поноров в датских и нуммулитовых известняках [18, 19].

В конце эпохи за счет усиления фронтальной деятельности увеличилось количество осадков, выпадающих в зимнее время. На верхних плато Караби, Чатырдага, Бабугана, Ай-Петри располагаются мощные перелетывающие снежники и небольшие ледники плоских вершин. Наиболее крупные из них находились на северо-восточном окончании Бабуганского карстового массива и верхнем плато Чатырдага. В отличие от горно-долинных и карровых ледников, развитых в пределах карстующихся пород Западного Кавказа (Фиштинский, Гагринский и Бзыбский хребты) и образующих типичные глинисто-валунные морены, ледники Крымских гор не могли формировать подобные морены. Это объясняется их небольшими размерами, слабыми гляциодинамическими движениями, преобладанием нивации над экзарационными процессами. Шурфовка основных морен, выполняющих днища огромных нивально-гляциально-карстовых котловин вершинных поверхностей Бабуган-яйлы и верхнего плато Чатырдага, дала следующие результаты. Мощность моренных отложений местами превышает три метра. Они представлены дресвой верхнеюрских известняков с увеличением до 20 % глинистого материала к основанию разреза. Обломки известняков имеют уплощенный характер, связанный с процессами морозного выветривания и десквамации. Следы делювиальной сортировки и текучих вод отсутствуют. В нижней части разреза имеются включения из известняковых валунов размером до 50 см в поперечнике.

Интересен факт распределения карстовых поглотителей талых вод. Как и на Западном Кавказе, они тяготеют к бортам гляциальных котловин, где и происходит поглощение талых ледниковых вод, стекающих с глетчера. Кроме того, крупные водоносные системы, связанные с поглощением талых снеговых и ледниковых вод возникли в основании уступа верхних плато Чатырдага и Караби (шахты понора и вскрытые пещеры систем Вялова и Крымской) [15].

На нижних плато устанавливаются перегляциальные условия, свидетельством которых являются солифлюкционные-делювиальные шлейфы, связанные с IV и III террасами речных долин [24].

В эту геоморфологическую эпоху продолжалось унаследованное развитие субгоризонтальных галерей и залов древних карстовых полостей, многие из которых оказались вскрытыми вертикальными полостями нивально-коррозионного генезиса.

Современная геоморфологическая эпоха. Развитие рельефа Крымских яйл происходит под воздействием карстовых, нивальных с подчиненным значением оползневых, гравитационных и комплексно-денудационных процессов. В позднем плейстоцене-голоцене в прибрежной части плато Главной гряды и на обрывах куэст Внутренней гряды началось образование коррозионно-гравитационных полостей. Известны случаи формирования коррозионно-гравитационных пещер в крупных известняковых отторженцах (г. Кошка над Симеизом), либо смещения ранее сформированных коррозионно-эрозионных полостей вместе с глыбовыми оползнями (западный склон Чатырдага). В прибрежной зоне образуются коррозионно-абразионные пещеры протяженностью до 100-150 м (мыс Капчик, Караул-Оба, Пушкинская скала и др.). Все эти образования уверенно коррелируются с IV-I речными или морскими террасами.

В позднем плейстоцене-голоцене на нижних и верхних плато продолжается образование поверхностных микро- и наноформ рельефа. Карстовые воронки формируются как наложенные на водоразделах, склонах и днищах карстовых котловин, часто вскрывая купола более древних гидротермальных полостей (Карани, Карабийский массив). Карры, в свою очередь, накладываются как на элементы первичного структурно-денудационного или карстово-эрозионного рельефа (здесь они часто образуют карровые поля), так и на элементы вторичного, эрозионно-карстового и карстового рельефа. Под крупными карровыми полями начинается формирование наиболее молодых коррозионно-эрозионных полостей, образующихся за счет концентрации подземного стока в крупных трещинах, ниже зоны выветривания, в связи с уменьшением общей проницаемости известняков с глубиной [22].

Несмотря на активное поднятие Главной гряды (современная скорость 2 мм/год), при одновременном опускании Южного берега (примерно с такой же скоростью) в карстовых полостях очень редко наблюдаются неотектонические деформации продольного или поперечного профилей. Они зафиксированы в основном около крупных разрывов (Красная пещера, Джур-Джур). Это свидетельствует о поднятии горных массивов на протяжении плейстоцена-голоцена en block. В тоже время в ряде карстовых районов отмечены признаки сейсмических дислокаций (раскрытие трещин бортового отпора, смещение блоков, образование и разрушение

коррозионно-гравитационных полостей, разрывы и смещения натеков и др.).

Интересной особенностью карста Главной гряды в голоцене является наличие известковых туфов у выходов некоторых источников. Всего здесь известно около 2500 источников, из которых только у 14 встречены отложения туфов. Такая «избирательность» объясняется тем, что туфы формируются только у комплексного био-механико-термодинамического геохимического барьера. Обязательными условиями их образования являются перепад температуры и содержание растворимого CO_2 , активное перемешивание воды, наличие листостебельных мхов и сине-зеленых водорослей, активно потребляющих CO_2 . Известковые туфы Главной гряды имеют средний объемный вес $1,53 \text{ г/см}^3$, состоят из пелитоморфного кальцита, характеризуются довольно значительным содержанием SiO_2 (5,88 %) и полуторных окислов (1,81 %). Отложения туфов опираются на аллювий пойменной – первой надпойменной террас. Судя по многочисленным отпечаткам листьев бука, дуба, тополя, граба флора из известковых туфов Крыма почти полностью соответствует видовому составу современной лесной растительности. Палеоботанические данные и базирующиеся на них палеоклиматические реконструкции свидетельствуют о позднеюрском (дофиновский интерстадиал, 20000) возрасте туфов [16].

Во внутренней гряде подземное закарстование, в связи с углублением речных долин ниже подошвы хорошо карстующихся известняков мела и палеогена, практически прекращается. Образуются небольшие формы (воронки, карры), иногда имеющие антропогенное происхождение [19]. На ряде участков Внутренней гряды (Мангуп-Кале, Чуфут-Кале, Эски-Кермен и др.) отмечается антропогенная активизация карстовых процессов, обусловленная вырубкой лесов, выпасом скота, уничтожением почвенного покрова и др.

Очень интересный и сложный вопрос – соотношение эндогенных и экзогенных процессов Горного Крыма с колебаниями уровня Черного моря. Применительно к карсту до последнего времени считалось, что цокольные, довольно высоко приподнятые над уровнем моря карстовые массивы Крыма не испытывали влияния Черноморского бассейна [15]. Новейшие исследования показали, что в Горном Крыму имеются полости коррозионно-абразивного класса, развитие которых непосредственно связывается с колебаниями уровня моря, в частности – в послекарангатское время [38]. Формирование полостей иного генезиса во время регрессий активизировалось за счет возрастания в среднем на 10 % энергии рельефа. При этом каналы стока прорабатывались в нижней части разреза карбонатной толщи, которая при последующих регрессиях подтапливалась морем (Тарханкут, мыс Айя, известняковые отторженцы южного берега Крыма). Это активизировало субмаринную разгрузку и дальнейшую проработку карстовых каналов за счет коррозии смешивания [17, 18]. Об активизации других экзогенных процессов во время регрессий имеется ряд упоминаний в работах, как геоморфологов, так и инженеров-геологов [5, 20, 35].

Меньше данных о связях изменений уровня моря с землетрясениями. Исследования техногенных землетрясений, возникающих при заполнении и сработке высоконапорных, более 100 м, водохранилищ [21, 32] показали, что колебания уровня воды в водоемах способствует разрядке сейсмической энергии. О возможных связях изменений уровня Мирового океана с вулканизмом и землетрясениями говорится и в зарубежной литературе [41].

Землетрясения Крыма в основном связаны с зонами долгоживущих глубинных разломов, разделяющих территории с разной направленностью или скоростью тектонических движений. Главнейшим генератором землетрясений Крыма является Южнобережный глубинный разлом. Он отделяет прогибающуюся Черноморскую впадину от сводово-блокового поднятия Крымских гор и формируется на протяжении нескольких геологических эпох. Разлом и узлы его сочленения с другими разломами (с ними связаны очаги землетрясений) находятся под Черным морем, в котором в четвертичное время происходили значительные трансгрессии и регрессии. Можно предположить, что колебание массы воды изменяло напряженное состояние горных пород земной коры и влияло на уровень сейсмической активности региона.

При трансгрессиях моря, также как и при заполнении водохранилищ, происходит, хотя и с меньшей скоростью, рост площади акватории, массы и уровня воды, что должно не только повысить уровень сейсмической активности, но и привести к расширению области распространения сейсмогенерирующих разломов в сторону суши. Усиление сейсмичности благоприятствует активизации склоновых процессов, а повышение уровня моря усиливает абразию. Это способствует перемещению обломочного материала с суши в акваторию моря. В результате возрастает нагрузка на земную кору под акваторией и уменьшается нагрузка под прилегающей сушей, что способствует увеличению амплитуды контрастных движений земной коры и возбуждает землетрясения в пограничной шовной зоне.

Можно предположить, что при значительных и быстрых трансгрессиях моря уровень сейсмической активности Крыма возрастал, а при регрессиях и медленных перемещениях уровня – снижался.

Значительные трансгрессии Черного моря с подъемом уровня на 80-100 м фиксируются во все эпохи антропогена. Подъем уровня во времени был неравномерным, ускоренным в завершающую фазу трансгрессий. Так, например, в течение последнего этапа древнечерноморской трансгрессии (8-5 тыс. лет назад) подъем уровня воды составлял в среднем 10 см в год, а в целом уровень повысился на 80-90 м за 12-13 тыс. лет. Очевидно, как и в местах строительства крупных водохранилищ, уровень сейсмической активности возрастал к концу трансгрессий. Об этом свидетельствует совпадение дат предполагаемых сильных землетрясений с заключительными этапами чаудинской и древнечерноморской трансгрессий. Землетрясения 63 г. до н.э. и 480 г. н.э. близки к максимуму нимфейской трансгрессии, а землетрясения 1615 г. и 1927 г. – к современному высокому уровню моря. Перечисленные даты относятся к максимально известным землетрясениям исторического времени.

Можно предположить и альтернативную гипотезу. В результате регрессий резко меняется конфигурация

береговой линии, перемещаются пункты разгрузки подземных вод, происходят крупные изменения в структуре карстовых водоносных систем. В этом случае наиболее вероятные палеосейсмические эпизоды должны совпадать с предчерноморской (20 тыс. лет – 100...- 120 м), предсуроожской (65 тыс. лет, - 100... -110 м), предкарангатской (110 тыс. лет, - 60 м), предашейской (170 тыс. лет, -40... - 50 м) регрессиями [33]. С предсуроожской трансгрессией (ранний вюрм) увязываются все основные обвальные горизонты в палеолитических стоянках Крыма [25].

Вместе с тем остается открытым вопрос о происхождении грандиозных обвалов сводов и межэтажных перекрытий в крупных карстовых полостях Крыма. Если следовать нашим представлениям о древности многих крупных пещерных субгоризонтальных галерей и залов, унаследовано развивающихся с конца позднеюрской - раннемеловой эпохи, то наиболее реальным временем образования подобных сейсмогравитационных обвалов является средний и поздний плиоцен (киммерий), эпохе наибольшей сейсмической активности Крыма – коррелянтной времени образования массандровских брекчий и крупных смещенных массивов ЮБК. К этому времени они уже могли, в отличие от других полостей Крыма, иметь практически современные размеры. В связи с этим, особое значение принимает проблема определения абсолютного возраста огромных поваленных натечных колон (высотой более десятка метров, при диаметре свыше трех метров), встреченных в крымских пещерах. Расчетная сила современных и исторически датированных землетрясений оказалась недостаточной для подобной работы [12]. Модальные значения возрастов натечных из карстовых полостей Мира приходятся на межледниковый или климатический оптимумы. Об этом же свидетельствует более детальный анализ абсолютных датировок натечных отдельных пещер [39, 40]. До получения первых абсолютных датировок натечных Крыма для этого региона проблема остается открытой.

Таким образом, палеографический анализ истории развития карста Крыма подтверждает яркое определение средиземноморского карста, данное профессором Ж. Нико [31]: «Его современная эволюция – это лишь ретушь на ландшафтах, созданных морфогенетическими системами прошлого, в свою очередь определяемыми последовательной сменой климатических, и, добавим от себя, тектонических фаз».

Детальный палеокарстологический анализ отдельных карстовых регионов Крыма - дело ближайшего будущего.

Литература

1. Абашин А. А., Добровольская Т. И., Сапранова З. Л., Самулева В. И., Черепанова Е. Н. О бокситоносности Горного Крыма // Геология и вещественный состав руд месторождений Украины. – М.: Наука, 1971. – С. 51-58.
2. Благоволин Н. С., Лысенко Н. Г. Некоторые вопросы палеогеоморфологии Крымских гор в связи с образованием Керченских железных руд // Геоморфология, 1978, № 3. – С. 43-50.
3. Борисов А. А. Климаты Крыма в различные геологические эпохи // Вестник ЛГУ, 1955, № 4. – С. 85-97.
4. Бронгулеев В. В., Успенская Б. А. Об ископаемых формах поверхностей размывов в карбонатных толщах // Изв. вузов, геол. и разв., 1959, № 4. – С. 20-23.
5. Веклич М. Ф. Палеогеоморфология Украины в среднем палеоцене // Физическая география и геоморфология, 1980, № 23. – С. 52-61.
6. Галимов Э. М. Отношение изотопов углерода в кальците как типоморфный признак экзогенных процессов в известняках // Изв. вузов, геол. и разв., 1965, № 7. – С. 46-51.
7. Глухов И. Г. Гидрогеологические признаки типов карста Горного Крыма // Новости карстологии и спелеологии, № 2. – М., 1961. – С. 17-21.
8. Горбач Л. П., Шехоткин В. В. Поверхностное окремнение в нижнем палеоцене Крыма как показатель палеогеографической обстановки // Доклады АН СССР, 1979, Т. 249, № 5. – С. 1173-1176.
9. Горбач Л. П., Шехоткин В. В. Раннепалеоценовая известковая кора горного Крыма // Доклады АН СССР, 1982, т. 264, № 1. – С. 137-144.
10. Добровольская Т. И., Сапронова З. Д., Родионова Т. В. Геохимия позднеюрской коры выветривания Горного Крыма // Геохимия осадочных пород и прогноз полезных ископаемых. – К.: Наукова думка, 1978. – С. 128-137.
11. Добровольский В. В. Кора выветривания и этапы гипергенеза Южного Крыма // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 3. – С. 153-154.
12. Дублянский В. Н. Признаки сильных землетрясений в карстовых областях. // Геоморфология, 1995, № 1. – С. 38-46.
13. Дублянский В. Н. Возраст глубинных карстовых полостей Горного Крыма // Пещеры, вып. 6(7). – Пермь, 1966. – С. 70-81.
14. Дублянский В. Н., Дублянский Ю. В. Кальцитовые жилы Горного Крыма как индикатор его палеогеографических условий // Геол. журнал, 1988, № 2. – С. 81-85.
15. Дублянский В. Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. – Л.: Наука, 1977. – 182 с.
16. Дублянский В. Н., Баженова Л. Д., Башкин А. И., Тесленко Ю. В. Четвертичные известковые туфы Горного Крыма / Препринт ИГН АН УССР 82-3. – К., 1982. – 33 с.
17. Дублянский В. Н., Кикнадзе Т. З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. – М.: Недра, 1984. – 126 с.

18. Дублянський В. Н., Ломаєв А. А. Карстові печери України. – К.: Наукова думка, 1980. – 180 с.
19. Душевський В. П. Реконструкція природних укриттів над мустьєрськими стоянками Заскельне V та VI // Археологія, 1976, т. 19. – С. 10-12.
20. Инженерная геология СССР. Т. 8. Кавказ, Крым, Карпаты. – М.: Изд-во МГУ, 1978. – 365 с.
21. Киссин И. Г. Землетрясения и подземные воды. – М.: Наука, 1982. – 175 с.
22. Климчук А. Б. Условия и особенности карстообразования в приповерхностной зоне карбонатных массивов // Пещеры Грузии, № 11, 1987. – С. 54-65.
23. Комплексные изыскания при строительстве гидротоннеля в карстовой области Горного Крыма.- Симферополь, 1971. – 216 с.
24. Кожевников А. Н. Антропоген гор и предгорий. – М.: Недра, 1985. – 80 с.
25. Колосов Ю. Г. Мустьерские стоянки района Белогорска. – К.: Наукова думка, 1983. - 207 с.
26. Лысенко Н.И., Вахрушев Б.А. Об условиях залегания нижнемеловых отложений на северном склоне Чатырдага. Крым// Изв. АН СССР, сер. геол., 1974.- С.148-150.
27. Левушкин С. И. Пещерная фауна основных карстовых районов СССР / Автореф. дисс. ...канд биол. наук – М., 1965. – 22 с.
28. Мичурин Е. С. Карстовый процесс и коры выветривания Крыма // Известия ВГО, № 4, 1966. – С. 361-368.
29. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. – М., 1960.- 207 с.
30. Муратова М. В., Николаев Н. И. Четвертичная история и развитие рельефа Горного Крыма // Уч. записки Моск.ун-та, вып. 43, 1941. – С. 3-26.
31. Нико Ж. Средиземноморский карст: геоморфологические типы в свете новых французских работ // XXVII Междуна.геогр.конгресс, секция геоморфол.и палеогеогр. – М., 1976. – С. 178-181.
32. Николаев Н. И. Новейшая тектоника и геодинамика литосферы. – М.: Недра, 1983. – 491 с.
33. Островский А. Б., Измайлов Я. А., Балабанов И. П. И др. Новые данные о палеогидрологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. – М.: Наука, 1977. – С. 131-140.
34. Пчелинцев В. Ф., Погребов Н. Ф. Оползневые явления на Южном берегу Крыма // Л.-М.: ред.геол.-разв.и геодез.л-ры, 1936. – 172 с.
35. Славин В. И. Современные геологические процессы в юго-западном Крыму. - М.: Изд-во МГУ, 1975. – 193 с.
36. Ушаков С. А., Ясаманов Н. А. Дрейф материков и климаты Земли. – М.: Мысль, 1984. – 206 с.
37. Чуринов М. В., Цыпина И. М. К вопросу о роли новейших тектонических движений в развитии оползневых процессов на Южном берегу Крыма // Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии, сб.18. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. – С. 83-92.
38. Шипунова В. А. Пещеры и геоморфологические уровни. Автореф. дисс. ... канд.геогр.наук. – Баку, 1985. – 22 с.
39. Gascoyne B. N., Shwarcz H. P., Ford D. C. Uranium series ages of speleothem from Northwest England // Phyl. Trans. R., Soc. Lond., B 301, 1983. – Н. 143-164.
40. Rowe P.J., Atkinson T.S., Jenkinson R.D. Uranium-series Dating of cave deposits // Cave sci., v. 16, N 1, 1989. – P. 3-17.
41. Trimmel H. Höhlenkunde. – Braunschweig, 1968. – 321 s.