

**А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев, Е.И. Тимохина, С.В. Токарев****Гипогенный карст восточной части внутренней гряды
Предгорного Крыма**

Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И., Токарев С.В. Гипогенный карст восточной части Предгорного Крыма // Спелеология и карстология - № 8. – Симферополь. – 2012. - С. 18-49.

Резюме: В различных секторах куэстовых обрывов Внутренней гряды восточной части Предгорного Крыма обнажены карбонатные отложения верхнего мела, палеоцена и эоцена. Обрывы и прибровочные участки куэст демонстрируют морфологический комплекс, характерный и уникальный для региона Предгорного Крыма, представленный разнообразными каналово-полостными формами (закарстованными трещинами, гротами, нишами, пещерами, кавернами, зонами мелкой кавернозности), скульптурными и сотово-ячеистыми («тафонеобразными») поверхностями стен обрывов, а также кулуарами и слепыми долинами в прибровочной части структурных склонов. В статье показано, что все эти формы являются реликтами морфологии гипогенных трещинно-карстовых каналов, их полостных элементов и форм полостного обрамления, экспонированными в результате раскрытия таких каналов гравитационно-блоковым отступанием обрывов по ним. Показана несостоятельность предшествующих представлений о формировании гротов и ниш Предгорья процессами внешнего выветривания и гравитационной деструкции, доказана их гипогенно-карстовая природа. Анализ распределения и морфологии реликтовых гипогенных карстопоявлений позволил реконструировать структуру и функционирование гипогенных карстовых систем, которые формировались растворением и метасоматическим преобразованием пород в закрытых гидрогеологических условиях напорных водоносных комплексов, по сквозьформационным тектоническим трещинам, организованным в линейные зоны и кластеры. Особую роль в гипогенном спелеогенезе играло взаимодействие восходящих трещинно-жильных вод глубокой циркуляции с пластовыми водами более мелких потоков. Показано, что развитие гипогенного карста явилось одним из важнейших факторов регионального геоморфогенеза, определяя локализацию и морфологию куэстовых обрывов, а также дальнейшее развитие рельефа прибровочных участков и структурных поверхностей куэст.

Ключевые слова: гипогенный карст; спелеогенез; гидрогеология карста; геоморфология карста; эволюция карста, Предгорный Крым, Внутренняя гряда.

Климчук О.Б., Амеличев Г.М., Тимохина Е.И., Токарев С.В. Гіпогенний карст східної частини Передгірного Криму // Спелеологія і карстологія - № 8. - Сімферополь. – 2012. - С. 18-49.

Резюме: У різних секторах куєстових урвищ Внутрішнього пасма східної частини Передгірного Криму відслонюються карбонатні відклади верхньої крейди, палеоцену і еоцену. Урвища та прилеглі ділянки структурного схилу демонструють морфологічний комплекс, характерний і унікальний для регіону Передгірного Криму, представлений різноманітними каналово-порожнинними формами (закарстованими тріщинами, гротами, нішами, печерами, кавернами, зонами дрібної кавернозності), скульптурними і сотово-ячеїстими («тафонеподібними») поверхнями стін урвищ, а також кулуарами і сліпими долинами у прилеглих частинах структурних схилів. У статті показано, що усі ці форми є реликтами морфології гіпогенних тріщинно-карстових каналів, їх порожнинних елементів і форм порожнинного обрамлення, експонованих внаслідок розкриття таких каналів гравітаційно-блоковим відступанням урвищ по них. Показана неспроможність попередніх уявлень про формування гротів і ніш Передгір'я процесами зовнішнього вивітрювання і гравітаційної деструкції, доведена гіпогенно-карстова природа цих форм. Аналіз розподілу і морфології реликтових гіпогенних карстопоявлень дозволив реконструювати структуру і функціонування гіпогенних карстових систем, які формувалися розчиненням і метасоматичним перетворенням порід в закритих гідрогеологічних умовах напірних водоносних комплексів, по скрізьформаційним тектонічним тріщинам, організованим в лінійні зони і кластери. Особливу роль в гіпогенному спелеогенезі відіграла взаємодія висхідних тріщинно-жильних вод глибокої циркуляції з пластовими водами мілких потоків. Показано, що розвиток гіпогенного карсту є одним з найважливіших чинників регіонального геоморфогенезу, визначаючи локалізацію і морфологію куєстових урвищ, а також подальший розвиток рельєфу прилеглих ділянок і структурних поверхонь куєст.

Ключові слова: карст; гідрогеологія карсту; гіпогенний спелеогенез; еволюція карсту; геоморфогенез; Передгірний Крим.

Klimchouk A.B., Amelichev G.M., Tymokhina E.I., Tokarev S.V. Hypogene karst of the eastern part of the Crimean fore-mountains // *Speleology and Karstology* - № 8. – Simferopol. – 2011. - P. 18-49.

Abstract: Carbonate rocks of upper Cretaceous, Paleocene and Eocene crop out in cuesta escarpments in different sectors of the eastern part of the Inner Range of the Crimean fore-mountains. Scarps and adjacent strips of the plateaus demonstrate a set of features, characteristic and unique for the Crimean fore-mountain region, represented by various conduit and cavernous forms (karstified fractures, grottoes, niches, caves, vugs and zones of vuggy porosity), sculptured surfaces and honeycomb, boxwork and spongework surfaces of scarps, and also by couloirs and blind valleys in the near-scarp strips of structural slopes. The paper demonstrates that all these forms are relics of the morphology of sub-vertical hypogenic rift-like conduits, their meso-elements and forms of the vuggy fringe, exposed due to the scarp retreat by block toppling. Previous ideas of the formation of grottoes and niches in scarps by processes of external weathering and gravitational destruction are shown to be inadequate, and the hypogenic karst origin of these forms is firmly established. The analysis of distribution and morphology of relict hypogenic karst features has allowed reconstructing the structure and functioning of hypogenic karst systems, which had been formed by dissolution and metasomatic alteration of host rocks under confined conditions, along cross-formational tectonic fractures organized in linear corridors and clusters. Interaction of rising fracture-vein waters of the deep circulation system with intra- and interstratal waters of shallower systems played a particular role in hypogenic speleogenesis. It is shown that hypogenic karst was one of the primary factors of regional geomorphic development as it determined locations and morphology of the cuesta escarpments, as well as further landform development in the adjacent areas of the structural surfaces.

Keywords: hypogenic karst; speleogenesis; karst hydrogeology; karst geomorphology; evolution of karst; Crimean fore-mountains; Inner Range.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционные представления карстологии и спелеологии формировались, главным образом, на основе исследований карста в открытых гидрогеологических условиях, где каналовые системы формируются в зонах аэрации и полного насыщения за счет поверхностного питания от вышележащих или смежных площадей (эпигенный карст/спелеогенез). В этом же ключе, в основном, интерпретировался карст Горного Крыма, как Главной гряды, так и Предгорных гряд. В настоящее время в мировой карстологии происходит быстро растущее осознание роли и широкого распространения гипогенного карста/спелеогенеза, определяемого как процесс полостеобразования в гидрогеологически закрытых и полуоткрытых условиях с питанием от нижележащих толщ (Klimchouk, 2007; 2012). Гипогенный спелеогенез связан с режимами восходящих перетоков и разгрузки напорных вод межпластовых водоносных горизонтов и трещинных зон, и представляет собой основной процесс на стадии закрытого (не выраженного на поверхности) карста.

В ходе геолого-геоморфологической эволюции воздымающихся областей, с эксгумацией и возрастающим экспонированием ранее погребенных частей разреза, стадия закрытого карста сменяется стадиями приоткрытого, взрезанного и открытого карста (Климчук, 2010). Гипогенные каналово-полостные системы становятся реликтовыми, но их структуры могут наследоваться и перерабатываться эпигенным спелеогенезом и/или комплексом других геоморфологических процессов. Именно такая ситуация наблюдается в Предгорном Крыму, где на фоне неотектонических поднятий разной интенсивности происходит дифференцированное геоморфологическое раскрытие мел-кайнозойской толщ пород с формированием куэстовых гряд.

В последние годы в Предгорном Крыму Украинским Институтом спелеологии и карстологии МОНМС и НАН Украины выявлены и активно исследуются реликтовые карстопоявления гипогенного происхождения. Их обилие, типологическое разнообразие и хорошая экспонированность в обрывах куэст Внутренней гряды

делают регион важнейшим полигоном для апробации и развития теории гипогенного карста/спелеогенеза.

Нашими публикациями последних лет (Амеличев и др., 2011; Климчук и др., 2009, 2011; Климчук, Тимохина, 2011; Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011; Klimchouk et al., 2012) показано, что пещеры Предгорья имеют гипогенное происхождение, а обильно представленные в аструктурных обрывах куэст разнообразные полостные карстопоявления (гроты, ниши, каверны), а также скульптурные и сотовые-ячеистые («тафонеобразные») поверхности стен обрывов, являются реликтами морфологии гипогенных трещинно-карстовых каналов и их полостной каймы, экспонированными в результате продольного раскрытия таких каналов в результате гравитационно-блокового отступания обрывов по ним.

Разработанная гипогенная модель генезиса карста Предгорья продемонстрировала тесную функционально-генетическую взаимосвязь различных полостных форм, представленных в регионе в различных литостратиграфических элементах разреза. Карст формировался в закрытых гидрогеологических условиях напорных водоносных комплексов с относительно низкодинамичной средой, при взаимодействии восходящих трещинно-жилых вод глубокой циркуляции с пластовыми водами более мелких систем потоков, при большой роли конвективной циркуляции в морфогенезе образующихся полостей. Карстообразование в целом локализовано по сквозьформационным тектоническим нарушениям и линейным зонам повышенной трещиноватости. Такие раскарстованные зоны контролируют геоморфологическое раскрытие Предгорья, чем определяется заложение и положение куэстовых обрывов и обилие реликтовых гипогенных карстопоявлений в них. Проявления эпигенного карста в современных геоморфологических условиях крайне незначительны, а современные процессы комплексной поверхностной денудации, воздействующие на экспонированные в обрывах поверхности известняков, ведут к переработке и уничтожению реликтовой карстовой морфологии.

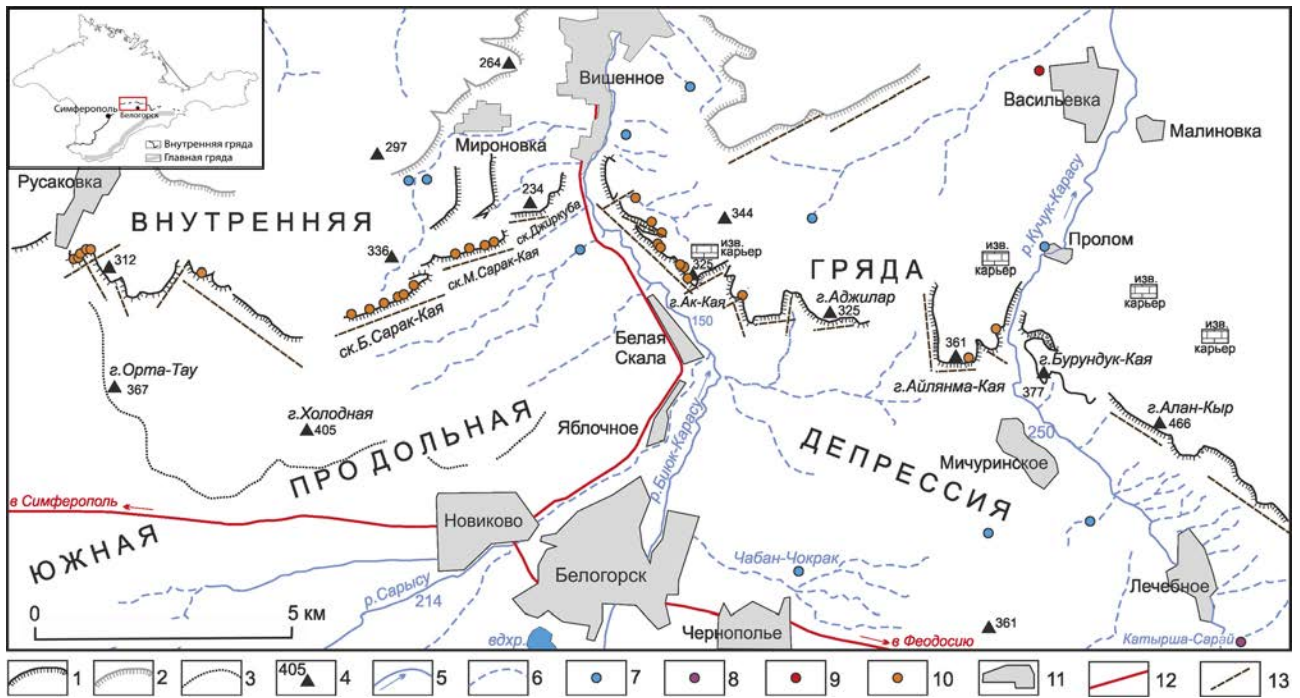


Рис. 1. Орогидрографическая схема района исследований и основные объекты: 1 = фрагменты обрывов Внутренней гряды; 2 = фрагменты уступов Внешней гряды; 3 = фрагменты уступов меловой куэсты; 4 = вершины и их высотные отметки (м); 5 = реки; 6 = овраги и балки; 7 = источники без специфических компонентов; 8 = источники специфического состава; 9 = термоминеральная скважина №821; 10 = значительные карстовые полости гипогенной морфологии; 11 - населенные пункты; 12 – автодороги; 13 = линии простираций прямолинейных участков обрывов куэст – предполагаемых зон тектонических нарушений (интенсивной трещиноватости) в мел-палеогеновой толще.

Эти представления о гипогенном генезисе карста Предгорья обосновываются материалами детальных исследований (спелеоморфогенетических, геоморфологических, геолого-гидрогеологических, минералогических и изотопно-геохимических), выполненных главным образом в юго-западном сегменте Внутренней гряды (Климчук и др., 2009, 2011; Климчук, Тимохина, 2011; Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011). Впоследствии они были распространены на восточную часть Предгорья в секторе долин рек Зуя и Бурульча (Амеличев и др., 2011).

Настоящая статья представляет результаты исследования условий формирования и особенностей развития и распространения гипогенного карста в следующем к востоку секторе Предгорья, ограниченного долинами рек Бурульча и Индол, с долинами рек Биюк-Карасу и Кучук-Карасу в центре (рис. 1). Этот сектор входит в состав Белогорского карстового района Предгорно-Крымской области (Вахрушев, 2009). Исследования карста тут до настоящего времени носили эпизодический характер, поэтому в литературе карстопроявления районе описаны лишь фрагментарно (Душевский, 1987, 1989; Душевский, Ключин, Толстых, 1974; Душевский, Ключин, Солдатов, 1979; Душевский, Кузнецов, 1991; Дублянский, Ломаев, 1980) и трактовались с позиций общих схем эпигенного карстообразования в условиях, близких к современным. Нашими исследованиями выявлен широкий спектр атрибутивных спелеоморфологических, геоморфологических, гидрогеологических и геохимических признаков, полностью соответствующих упомянутой выше региональной гипогенной модели карсто/спелеогенеза.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

Исследуемый сектор включает участок Внутренней гряды, расположенный севернее г. Белогорск на участке между долинами рек Бурульча и Индол (рис. 1). Куэстообразные гряды Предгорья тут расчленены на отдельные фрагменты крупными поперечными балками и долинами рек Бурульча, Биюк-Карасу, Кучук-Карасу и Индол. Эти реки берут начало на северном склоне Главной гряды Крымских и пересекают Предгорье в поперечном направлении. Река Биюк-Карасу является самым крупным притоком главной водной артерии Крыма - р. Салгир.

Гребни и обрывистые аструктурные склоны гряды образуют зигзагообразную прерывистую линию, фрагменты которой ориентированы почти перпендикулярно друг к другу в диагональных направлениях. Среди них орографически выделяются два безымянных фрагмента восточнее с. Русаковка, скалы Большая и Малая Сарак-Кая и Джиркуба, обрывы г. Ак-Кая, Аджилар, Айлянма-Кая, Бурундук-Кая, Алан-Кыр и Бор-Кая. К югу гряда обращена к Южной продольной депрессии, выработанной тут низовьями р. Сары-Су и мелкими лево- и правобережными субсеквентными притоками р. Биюк-Карасу, а также диагональным участком р. Кучук-Карасу.

Для района характерен полусухой умеренный климат с мягкой зимой. Среднегодовая температура воздуха в окрестностях Белогорска составляет 10,1°C, годовое количество осадков - 482 мм. Высокие показатели испарения (450 мм) существенно снижают величину инфильтрации. В долинах рек преобладают остаточно-карбонатные черноземы и дерново-

– подвержены расланцеванию, субслоистым срывам, содержат дуплексы со складками. Глубже по рисунку сейсмических отражений выявляется пологая восточная периклинали Симферопольской антиклинали, по-видимому, сложенная битакской молассой. Под ней расположен мощный Симферопольский меланж, а еще глубже – поднадвиговые структуры, предположительно представленные параавтохтонным комплексом триаса-палеозоя. Севернее Внутренней гряды у забоя скважины Солдатовская-1 на глубинах свыше 1,5 км вскрыт палеозойско-мезозойский динамометаморфический комплекс присутурной зоны (Юдин, 2011).

Верхний структурный этаж, состоящий из слабодислоцированных верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых преимущественно карбонатных отложений, образует куэстовую моноклинали Внутренней гряды, наклоненную на север под углом около 5°. На структурном склоне куэсты, между жесткими известняками эоцена и сармата, в разделяющих их пластичных глинах олигоцена майкопской свиты, В.В. Юдиным выделяется Белогорский олистомеланж. Он возник как послойный срыв в период плиоцен-четвертичных горообразовательных движений и по некоторым признакам продолжает развиваться в настоящее время.

Рассмотрим геологический разрез верхнего структурного этажа более детально (рис. 3). В его основании залегают апт-альбские глины, которые по пологим субгоризонтальным разрывам надвинуты на неоконскую толщу нижнего мела. Они в свою очередь нормально перекрыты верхнемеловыми мергелями, которые выполняют Южную продольную депрессию и нижние части склонов Внутренней гряды. Серые и пятнистые мергели сеномана, подстилающие верхнемеловую толщу, в основании обычно песчанистые, а вверху мелоподобные. Их мощность в Белогорском районе достигает 100-250 м (Геология СССР, 1969).

Светло-серые и белые мергели туронского и коньякского ярусов связаны с сеноманскими отложениями постепенным переходом. В верхней части разреза мергели содержат конкреции и линзовидные прослои кремней, обломки которых

широко использовались палеолитическим человеком на стоянках Красной балки у Ак-Кая. Без видимых перерывов в толще турона встречаются слои известняков мощностью до 20 м. Мощность коньякского яруса, литологически неразличимого с туроном, не

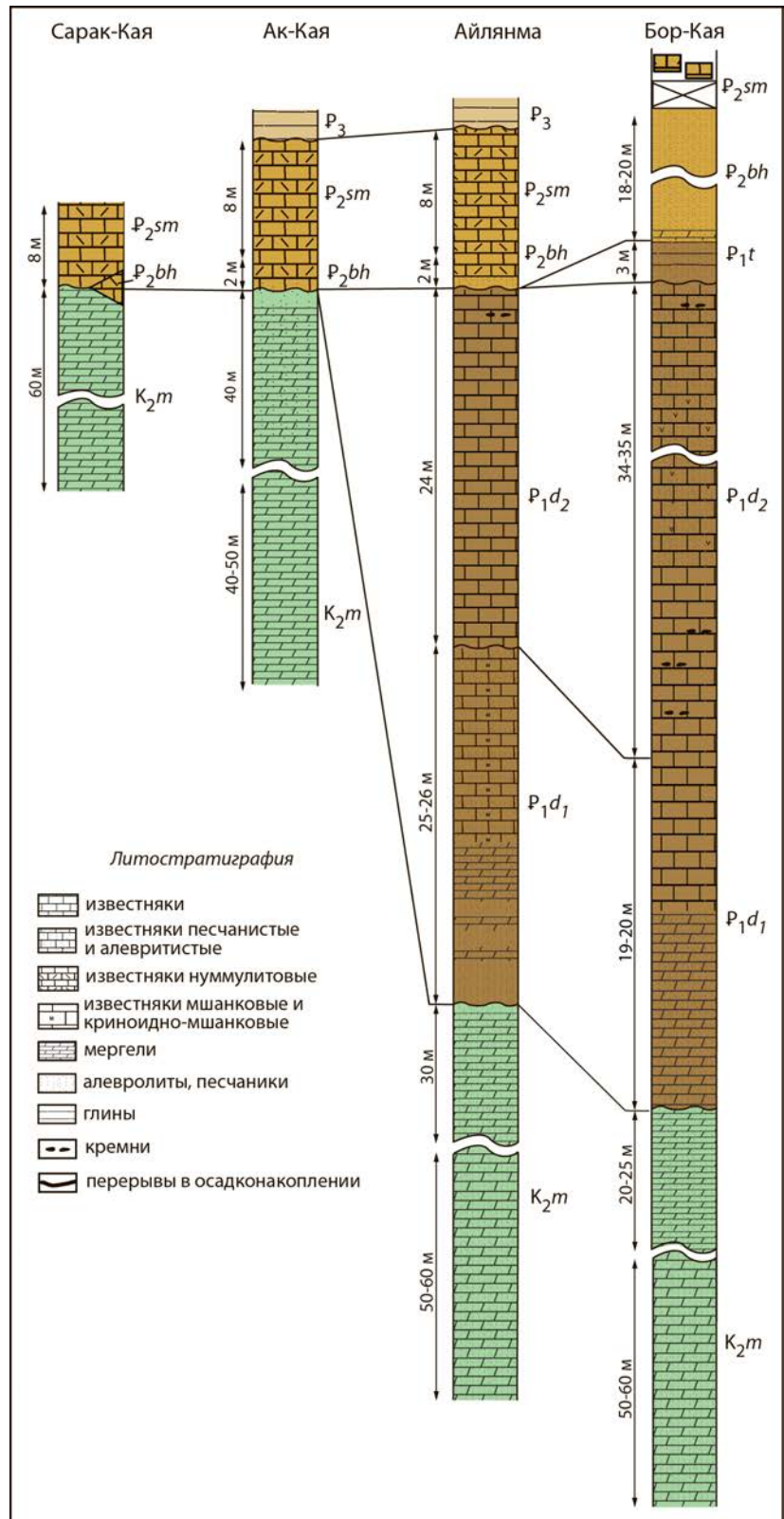


Рис. 3. Корреляция разрезов участков восточной части Внутренней гряды. По Лыгиной (2010) и Горбач (1972), с изменениями.

превышает 6-8 м. Породы падают на северо-запад под углом 16°. Оба яруса занимают Южное продольное понижение к северу от автодороги Симферополь-Феодосия.

Вышележащая нерасчлененная толща включает сантонский, кампанский и маастрихтский ярусы. Сантонские отложения залегают согласно или с размывом на коньякских или более древних породах. Они представлены белыми и светло-серыми мергелями, местами мелоподобными, с прослоями глинистых мергелей, содержащих кремни. Породы кампана аналогичны по литологии. На них согласно налегают маастрихтские глинистые мергели, сменяющиеся вверх по разрезу известковистыми песчаниками с обильной фауной устриц и пектинов. Мергели имеют желтовато-серый цвет и изобилуют железистыми конкрециями. Мощность только маастрихтских отложений, наиболее полно представленных в обрывах г. Ак-Кая, составляет около 80-90 м. Контакт маастрихтской толщи с вышележащими отложениями несет следы экспонирования (хардграунд, ходы илоедов, трещины рассыхания, проч.) и закарстования (раскрытие контакта растворением, крупные уплощенные полости), а в обрывах почти повсеместно отмечен выраженными нишами-навесами.

Отложения палеоцена отсутствуют в западной части района исследований, где маастрихтская толща непосредственно перекрывается эоценом, но появляются во Внутренней гряде восточнее, начиная с восточных фрагментов массива Ак-Кай, и распространяются далее к массиву Бор-Кая. В пределах последнего палеоцен исчезает в обнажениях, будучи срезанным в приподнятом блоке. Палеоценовые отложения представлены песчаными известковыми алевролитами, сменяющихся вверх по разрезу глинисто-известковыми алевролитами и алевритистыми мергелями. На них спокойно залегают криноидные, мшанковые грубослоистые известняки среднего дата. Общая мощность отложений нижнего и среднего дата 25 м. Примерно такую же мощность имеют отложения верхнего дата (монс по Горбач, 1972), представленные органогенно-детритовыми известняками, в нижней части более плотными, с окремнением и кремневыми конкрециями в средней и верхней частях толщи. Граница среднего и верхнего дата хорошо прослеживается по 40-сантиметровому слою местами пористого известняка, переполненного норами (Горбач, 1964) и местами интенсивно закарстована.

Эоценовые отложения бахчисарайского и симферопольского ярусов распространены повсеместно в обрывах Внутренней гряды и на ее структурном склоне. В обнажениях восточной части района, где палеоценовые известняки отсутствуют, эоценовая толща залегают трансгрессивно на размытой поверхности подстилающих маастрихтских пород. В отличие от юго-западного сектора Предгорья, бахчисарайский ярус тут начинается маломощным (1-2 м) слоем органогенных глауконитовых известняков, местами песчаных или глинистых. Симферопольский ярус представлен нуммулитовыми известняками, в основном плотными, мощностью около 8-10 м (Лыгина, 2010), бронирующими куэсту с поверхности. Однако в его разрезе имеются отдельные

слои мощностью до 1 м, отличающиеся значительно более высокой пористостью, а также слой в верхней половине разреза с характерной «петельчатой» текстурой типа тектонического будинажа и высокой плотностью мелких трещин.

На северном склоне куэсты, на некотором удалении от бровки, эоценовые известняки сменяются кверху с размывом коричневыми глинами майкопской серии. Этот контакт хорошо прослеживается в обнажениях бортов небольшого карьера на Ак-Кая. Верхняя часть майкопского разреза аномально дислоцирована. В ней встречаются хаотически расположенные глыбы чокракских-сарматских известняков с углами наклона 40-80°, что явно противоречит моноклиальному залеганию пород и свидетельствует о гравигенных смещениях (Юдин, 2011).

Завершают геологический разрез верхнего структурного этажа чокракские, караганские и сарматские терригенно-карбонатные отложения неогена. Это относительно мелководные образования, чаще всего представленные известняками с включениями кварцевой гальки. Они распространены на северном склоне куэсты, где имеют незначительную (до 10 м) видимую мощность слоев в коренном залегании.

Породы верхнего структурного этажа залегают с небольшим (до 5-7°) уклоном в северных румбах. Однако элементы залегания пород несколько меняются в различных блоках (обнажениях), разделенных разрывными нарушениями с вертикальными смещениями амплитудой в несколько метров, которые хорошо прослеживаются в обрывах Ак-Кай и следующих к востоку массивов. С некоторыми из таких нарушений связаны резкие изменения в фациальном составе и мощности отдельных слоев палеоценовой толщи, в частности – появление датских отложений и резкое изменение состава и мощности бахчисарайского яруса сразу за разломом, рассекающим следующий к востоку от Ак-Кай безымянный массив. Разрывы со смещениями и крупные тектонические трещины, а также контролируемые ими прямолинейные отрезки аструктурных обрывов куэсты, имеют субмеридиональные и субширотные простирания, а также простирания СЗ, ССЗ, СВ и СВВ (рис. 1 и 4). На массиве Ак-Кая и следующих к востоку безымянном массиве и массиве Аджилар крупные трещины длиной от 30-50 до 300-400 м прекрасно дешифрируются на космоснимке высокого разрешения на участках обнаженных и задернованных поверхностях эоценовых известняков в прибровочной части структурного склона куэсты. Многочисленные субвертикальные трещины упомянутых простираний, наблюдаемые в обнажениях обрывов, часто сквозным образом секут различные пачки и слои пород, но многие заканчиваются на определенных литостратиграфических границах или распространены внутрислойно (рис. 5). В верхнем слое маастрихтской толщи почти повсеместно наблюдается характерная сеть вертикальных трещин с линейным шагом 0,5 – 1,5 м и вертикальным размахом 1-2 м, повидимому образованная усыханием осадка при перерыве и экспонировании в верхнемаастрихтское время (см. рис. 15 Ж и З). Большинство тектонических трещин, а местами и

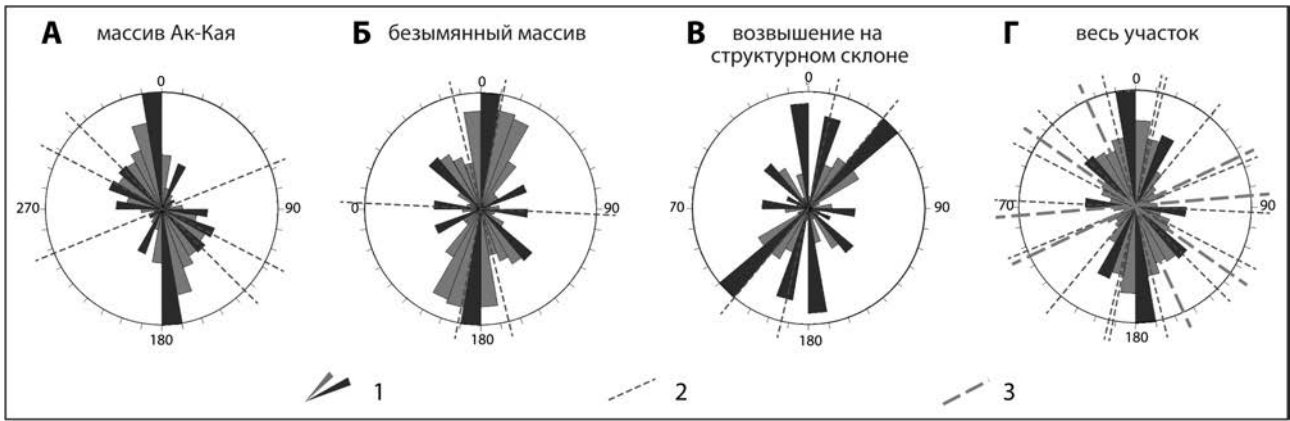


Рис. 4. Распределение ориентировок трещин и ориентировки линий обрывов куэсты: А = в массиве Ак-Кая; Б = в безымянном массиве к востоку от Ак-Кая; В = на возвышении в глубине структурного склона куэсты, в 1-2 км к северо-востоку от Ак-Кая; Г = сводная диаграмма для трех совокупностей. Условные обозначения: 1 = распределение ориентировок трещин в эоценовой толще по 10-градусным интервалам; 2 = ориентировки линий главных обрывов на названных участках; 3 = ориентировки линий главных обрывов фрагментов куэсты на участке Русаковка - Бор-Кая. Ориентировки трещин снимались дешифрированием линий структурных уступов и следов трещин на обнаженных и задернованных поверхностях структурного склона куэсты по космоснимку высокого разрешения.

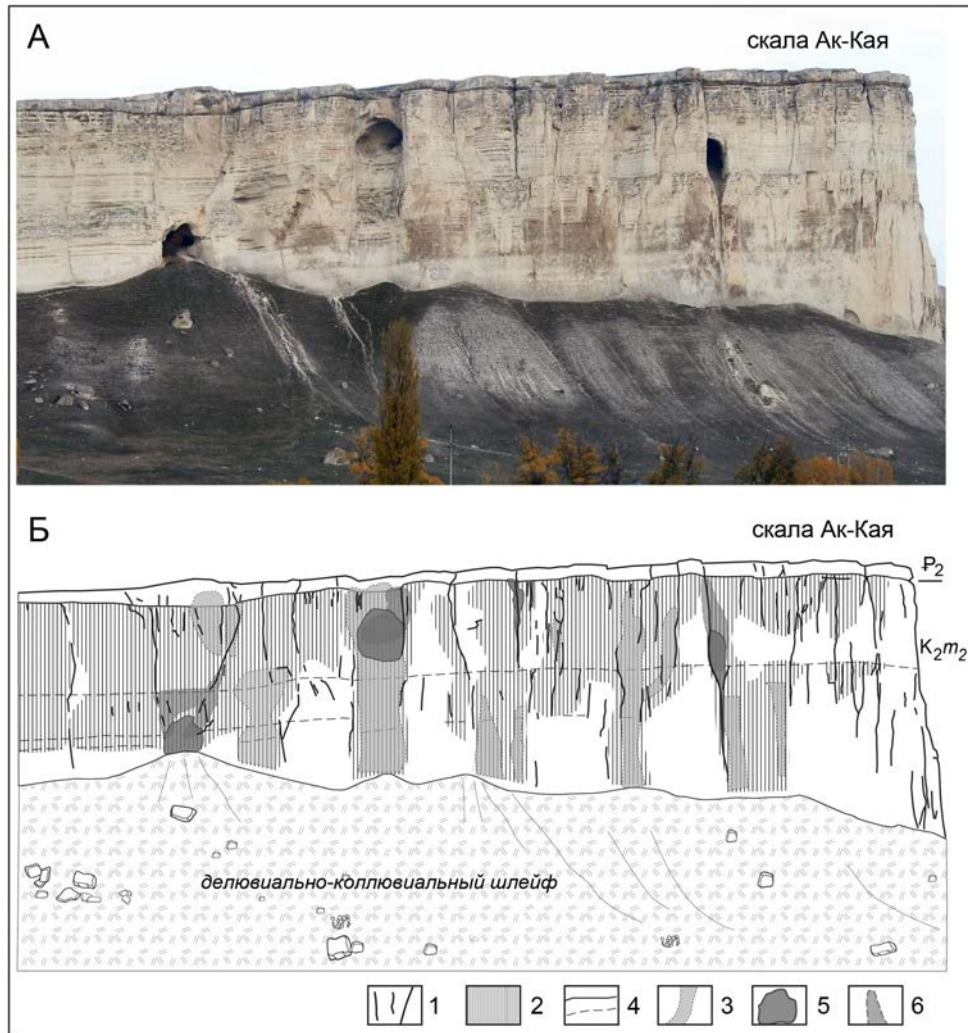


Рис. 5. Фрагмент западного обрыва скалы Ак-Кая (А) и графическая расшифровка его структурных (крупные трещины и контакты) и морфоскульптурных (гипогенная карстовая морфоскульптура) особенностей в пределах маастрихтской толщи (Б). Условные обозначения: 1 = следы крупных трещин в обрыве (поперечных и касательных ориентировок по отношению к простиранию обрыва); 2 = фрагменты плоскостей продольно-раскрытых обрывом трещин; 3 - стратиграфические границы; 4 = реликты субвертикальных каналов (расширенных участков) в стенках продольно-раскрытых трещин; 5 = контуры поперечно-вскрытых обрывом крупных полостей; 6 = ориентировочные контуры проекций внутренних участков полостей на плоскость обрыва.

контракционные трещины в верхней части маастрихта, несут явные следы закарстованности, однако нередко трещины имеют только минеральное заполнение при отсутствии карстовой скульптуры (рис. 10 Е).

Трещиноватость и закарстованность палеоценовых и эоценовых известняков неравномерно распределены по площади. В юго-западной части Предгорья нами установлено, что закарстованные линейные зоны интенсивной трещиноватости мел-палеогеновых пород, по которым выработаны врезанные долины, имеют ширину 200-400 м, с резким уменьшением густоты трещин за их пределами (Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011). Такие зоны (и составляющие их отдельные трещины) фокусируют сквозьформационный водообмен в пластовой гидрогеологической структуре и подвергаются интенсивному гипогенному закарстованию. Подобный характер распределения трещиноватости наблюдается и в юго-восточном Предгорье. Интенсивная трещиноватость и закарстованность палеоценовых и эоценовых известняков в обрывах куэст и прибрежных полосах (т.е. – в тыловых областях линейных трещинно-карстовых зон, по которым заложены обрывы) контрастирует с весьма слабой трещиноватостью этих пород на удалении от обрывов, что выявляется наблюдениями в карьерах, расположенных на структурном склоне Внутренней гряды. Такие зоны в последнее время выделяются в зарубежной литературе под названием трещинных коридоров, кластеров или «роев» (Bush, 2010; Questiaux, Couples, Nicolas, 2010; Singh S.K. et al., 2008).

Однако дешифрирование трещиноватости на структурном склоне массивов Ак-Кая и Аджилар по космоснимкам указывает на более широкое, хотя по-прежнему неравномерное, распределение трещиноватости от бровки обрывов к северу, что связано с наличием на этом участке поперечных к фронту куэсты разломных зон. Трещины в эоценовых известняках, вскрытых карьерами на структурном склоне, часто заполнены гипсом.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Гидрогеологические условия на северном склоне Крымских гор, куда входит Внутренняя гряда, изучались многими исследователями и обобщены в крупных монографических сводках (Гидрогеология СССР, 1970; Дублянский, Кикнадзе, 1984) и отдельных статьях. Согласно более ранним схемам гидрогеологического районирования исследуемый район находился в пределах выделяемого в них Белогорского артезианского бассейна (Гидрогеология СССР, 1970). Согласно карте структурного гидрогеологического районирования (Національний атлас України, 2008, с.146) он располагается в пределах распространения меловых и палеогеновых водоносных горизонтов, относящихся к Северо-Крымскому гидрогеологическому району области Причерноморского артезианского бассейна. На карте функционального районирования подземного стока участок входит в состав Салгирского округа Приазовской провинции Черноморско-Азовского гидрогеологического региона.

Подземные воды района характеризуются преимущественно пластовой структурой типа адбассейна, где водоносные горизонты в хорошо проницаемых слоях разделяются слабопроницаемыми горизонтами. В нижнемеловых отложениях участка выделяется альбский водоносный комплекс в песчаниках, алевролитах и песчаных известняках. Его наибольшая обводненность наблюдается только в верхней выветрелой зоне. Высокая минерализация и преимущественно сульфатно-кальциевый и сульфатно-натриевый состав вод обусловлен обилием загипсованных и засоленных глин. При погружении к северу обводненность альба уменьшается в связи с затуханием трещиноватости (Гидрогеология СССР, 1970).

Верхнемеловые отложения, выходящие на поверхность в Южной продольной депрессии, в основном слабопроницаемые и представлены мергелями, мергелистыми песчаниками, плотными известняками и глинами. Лучше других пород обводнены трещиноватые мергели сеномана, хотя единого уровня грунтовых вод в них не образуется. В зонах погружения верхнемеловых отложений их обводненность крайне неравномерна по площади и связана, главным образом, с линейно-локальными трещинными зонами. Минерализация вод нарастает до 10-40 г/л в породах сеномана и турона и до 30 г/л – в породах маастрихта. Химический состав меняется на хлоридно-натриевый с повышенным содержанием метана. К юго-востоку от Ак-Кай и Айланмы-Кай по Южной продольной депрессии, у с. Лечебное, в водах верхнемеловой толщи отмечено значительное содержание сероводорода.

Среди отложений среднего эоцена коллекторскими свойствами обладают известняки бахчисарайского и симферопольского ярусов. Они слагают бровки южных обрывов и северные склоны Внутренней гряды, на которых осуществляется современного питания Белогорского бассейна. Здесь эоценовые воды безнапорны, имеют гидрокарбонатный кальциевый состав, минерализацию 0,5 г/л и температуру 13-15°C. По мере погружения на север они приобретают напор, увеличивают минерализацию и температуру. Тут отмечены восходящие источники (например, у с. Пролом в долине Кучук-Карасу). Воды эоцен-палеоценовых отложений, вскрытые самоизливающей скважиной 821 у с. Васильевка, имеют температуру на изливе 27,7 °С, хлоридно-натриевый состав с повышенным содержанием брома и йода. В скважине отмечены газопроявления, в составе которых преобладают углеводороды (66,5 %) и азот (27, 5% с инертными газами), а также отмечен сероводород (2,0 %) (Гидрогеология СССР, 1970). Важно подчеркнуть, что эта скважина расположена на северо-восточном продолжении трещинного коридора (разломной зоны), контролирующего заложение фрагмента куэстовых обрывов Сарак-Кая – Джикурба. Палеоцен-эоценовые отложения тут погружены под олигоцен и неоген, и гипогенные карстовые системы, подобные тем, что раскрыты в обрывах Сарак-Кай и Джикурба, тут еще продолжают свое функционирование.

В прошлом, до формирования Южной продольной депрессии и денудационного раскрытия мел-палеогеновых отложений, они почти повсеместно

характеризовались напорными условиями межпластовых горизонтов и вод трещинных зон, с питанием на северных склонах Главной гряды Горного Крыма, в том числе восходящим переливом из юрских и нижнемеловых отложений нижнего структурного этажа. В настоящее время в пределах куэстоподобных массивов Предгорья и разделяющих их долин формируются подземные воды, питающие напорные водоносные горизонты и комплексы прилегающих с севера структур Равнинного Крыма. Термальность и специфический минеральный и газовый состав некоторых водопроявлений указывают на сохраняющееся до сих пор участие глубинной компоненты в формировании подземных вод отложений верхнего мела и палеогена.

ФОРМИРОВАНИЕ КУЭСТОВЫХ ОБРЫВОВ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ

Важное значение для генетической интерпретации морфологии субвертикальных скальных обрывов куэст имеют представления об общем механизме их формирования. Ранее на примере участка в юго-западном Предгорье нами показано, что структуры гипогенного карста, формирование которых предшествовало формированию рельефа, являются важнейшей предпосылкой расчленения исходного моноклиального склона Горного Крыма и основным фактором регионального морфогенеза (Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011). Заложение долин и куэстовых обрывов контролируется положением и ориентировкой трещинно-карстовых зон шириной 100-400 м в мел-палеогеновой толще, т.е. долины имеют тектоно-карстовое происхождение.

В основании обрывов почти повсеместно распространен глыбово-блоковый материал, как включенный в делювиальный шлейф, так и находящийся на его поверхности, что свидетельствует преобладании механизма обрушения и опрокидывания блоков (топплинг) в поддержании вертикальности и отступания обрывов. Отделение блоков от массива происходит по линиям ослабления структурной целостности пород, прежде всего – по закарстованным трещинам и карстовым каналам, остающимся в тыловой части куэстовых обрывов (рис. 6). Полевыми исследованиями выявлено множество прямых доказательств такого механизма и тектоно-карстового контроля блоковой делимости массива (рис. 7-8). Таким образом, стенки обрывов в местах отделения блоков представляют собой относительно свежеекспонированные поверхности стен закарстованных трещин и каналов (рис. 7-11). Уже сам факт преобладания механизма отступания обрывов путем обрушения и опрокидывания блоков, при наличии очевидных признаков современного действия этого механизма, указывает на незначительную роль выветривания в морфогенезе таких обрывов. Лишь в тех участках склонов, где положение обрывов стабилизировалось на значительное время ввиду отсутствия в тылу новых линий блоковой делимости, выветривание становится значимым процессом в морфогенезе поверхностей, теряющих при этом вертикальность. Ведущую роль в комплексном

процессе выветривания стабилизированных скальных склонов, сложенных карбонатными породами, играет растворение плоскостными потоками.

ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ НИШ И ГРОТОВ

Субвертикальные поверхности скальных обрывов куэст демонстрируют богатое разнообразие специфической морфологии, которая является нехарактерной как для обрывов, сложенных некарстующимися породами, так и для известняковых обрывов во многих сходных по природным условиям регионах. Предшествующие исследования фокусировались, главным образом, на происхождении крупных открытых полостных форм типа гротов и ниш. Чрезвычайно широкое распространение этих форм в куэстовых обрывах Внутренней гряды (сотни значительных и крупных объектов) является яркой специфической характеристикой именно этого региона, что требует соответствующего объяснения. Между тем, предложенные ранее интерпретации генезиса ниш и гротов противоречивы и не согласуются с полевыми данными.

Термины «грот» и «ниша» имеют морфолого-морфометрический, но не генетический смысл, но при этом имеют неопределенные значения (Тимофеев и др., 1991). Под гротом тут понимается полость, у которой ширина или высота у входа больше латерального углубления в массив по нормали к обнажению. В связи с тем, что многие гроты изометричны в плане, понятие «длины» к таким полостям является трудноприложимым, но обычно «длиной» грота считается латеральное измерение по нормали к обнажению. Если длина заметно превышает поперечные размеры входа, то такая полость уже относится к категории пещер. Ниши отличаются от гротов меньшей углубленностью в массив и намного большим отношением ширины к высоте «входного» контура.

Гроты и ниши в Предгорном Крыму традиционно считались не карстовыми образованиями, а продуктами комплексной денудации экспонированных известняковых поверхностей, ведущую роль в которой отводилась десквамации, гравитационному сносу и дефляции (Душевский, 1987, 1989; Душевский, Клюкин, Толстых, 1974; Душевский, Клюкин, Солдатов, 1979; Душевский, Кузнецов, 1991; Подгородецкий, Душевский, 1974 и др.). Первоначальное образование небольших ниш связывалось с избирательным выветриванием «более податливых слоев», а процесс их углубления и развития в более обособленные полостные формы (гроты) объяснялся интенсивной десквамацией за счет переменного увлажнения и иссушения в условиях особого микроклимата в тыловой части. Наряду с наличием «податливых слоев», условиями развития гротов принималось заложение в основании скальных обрывов, в зоне их наибольшего увлажнения. Для подтверждения этих взглядов и количественной оценки скорости роста гротов привлекались весовые измерения продуктов денудации на экспериментальных площадках (Душевский, Клюкин, Солдатов, 1979). По данным 7-летних наблюдений в гроте в маастрихтских песчаных известняках Ак-Каи, скорость роста

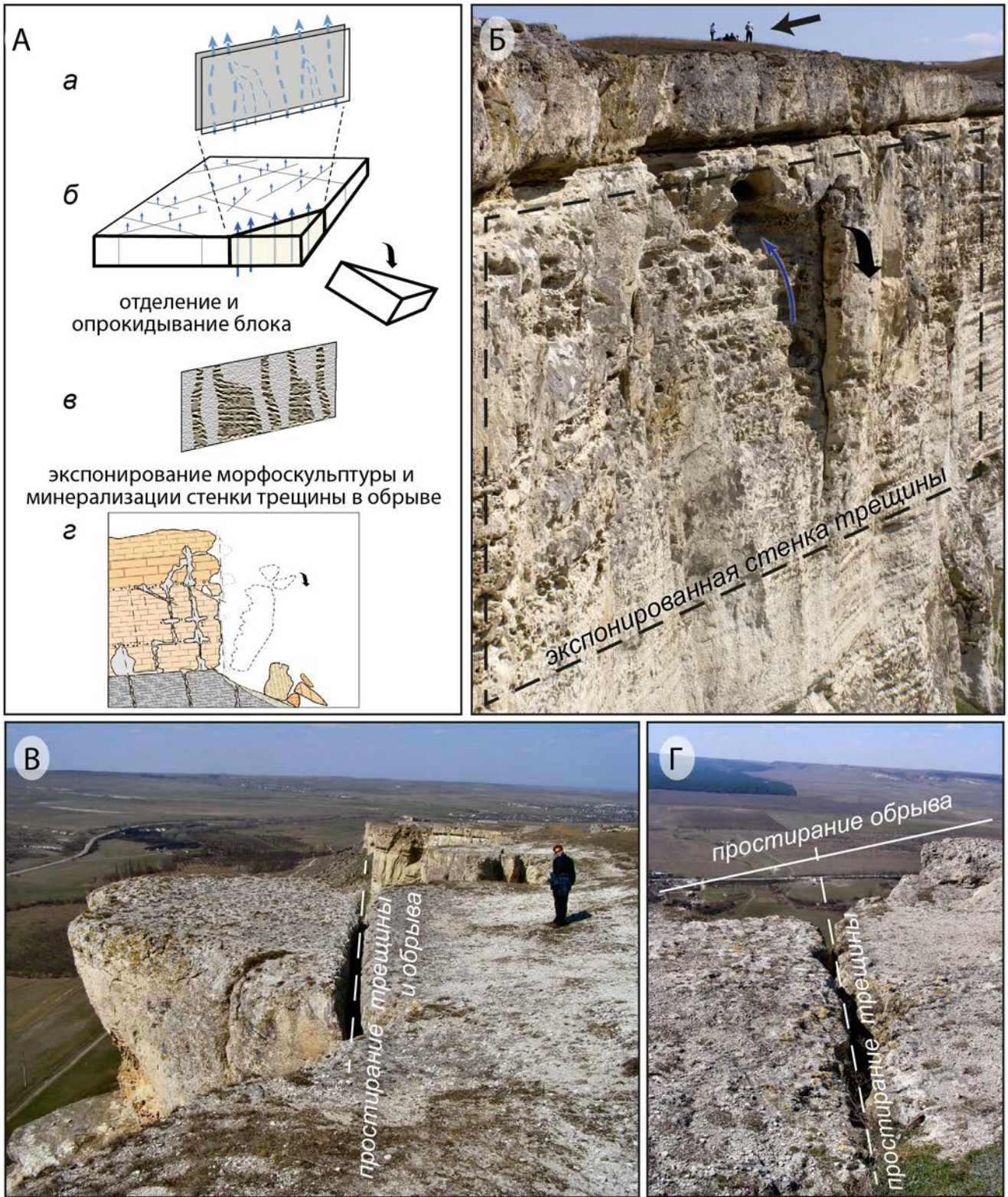


Рис. 6. Концептуальная модель (А) и натурные иллюстрации (Б-Г; массив Ак-Кая) формирования обрывов Внутренней гряды путем опрокидывания блоков по закарстованным трещинам (гипогенным канально-полостным системам). А = Концептуальная модель: а - вертикальной фильтрации в плоско-параллельной трещине; б - пласта с восходящими перетоками по поперечным трещинам; в - поверхности стенки трещины со скульптурной морфологией каналов растворения; г - отступания обрывов путем отделения и опрокидывания блоков по трещинно-карстовым структурам. Б = фронтальный вид экспонированной стенки закарстованной трещины с восходящим каналом в центре (переходящим вверх в латеральный канал) и нависающим остатком противоположного блока (обозначен фигурной стрелкой). Видна также вытянутая полость («ниша») по контакту маастрихта с эоценом. В = закарстованная трещина у верхней бровки западного обрыва Ак-Кая, продольно-раскрытая вдоль большей части обрыва (по простиранию трещины на дальнем плане). На ближнем плане слева виден сохранившийся блок, обвал которого по этой трещине раскроет в обрыв «свежую» карстовую морфологию оставшейся стенки. Г = поперечная к обрыву закарстованная трещина, вскрытая обрывом.

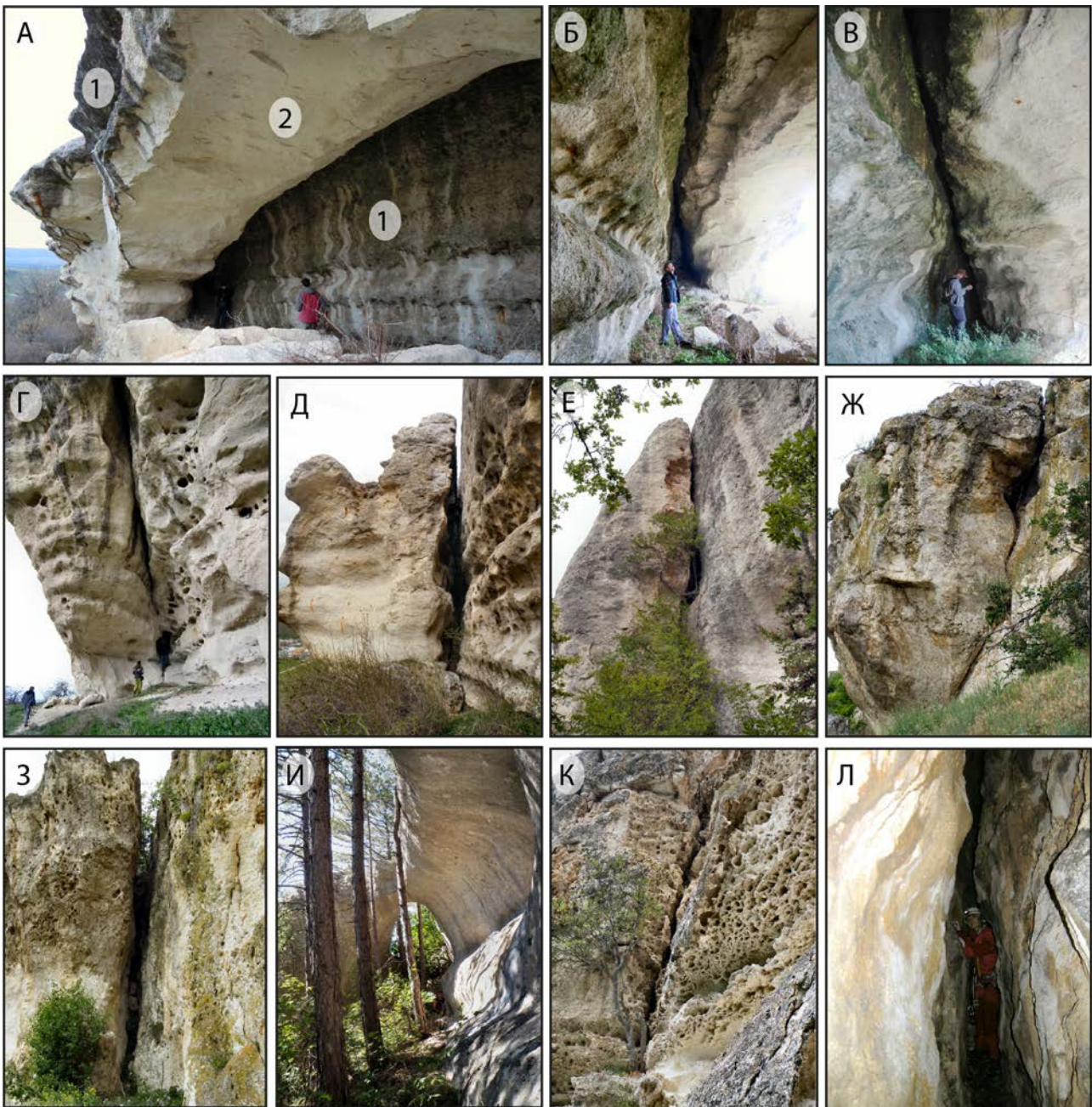


Рис. 7. Трещинно-карстовые каналы, субпараллельные обрывам куэст и раскрытые в обрывах частично, демонстрируют сходную скульптурную морфологию стен как в раскрытых, так и во внутренних (закрытых) участках. На фото А канал в тылу обрыва раскрыт недавним обвалом перемычки: 1 = карстовая скульптурная поверхность; 2 = свежая поверхность отрыва (обрушенные глыбы внизу). На фото И виден экспонированный участок скульптурной стенки канала (справа) и его сохранившееся тупиковое замыкание (впереди) с аркой по бывшему потолочному куполу. Фото Л демонстрирует внутреннюю скульптурную морфологию глубоких внутренних участков трещинно-карстовых каналов. Фото А-Е = эоценовые известняки; фото Ж-Л - палеоценовые известняки.

тыловой части оценена в 0,52 мм/год. Экстраполяцией этих данных на длительный период время углубления полости на 15 м по нормали в массив оценено в 30 тыс. лет.

Эти взгляды с некоторыми модификациями отстаиваются и в современных публикациях (Блага, Попов, 2009), что побуждает выполнить их критический разбор. Авторы упомянутой работы постулируют строгую приуроченность гротов к основаниям обрывов и связывают первоначальное формирование ниш и скальных навесов с отслаиванием пород в

результате разгрузки напряжений в массивах горных пород в местах их наибольшей концентрации, т.е. – в основании скальных уступов. К объяснению роста ниш вглубь ими привлекаются как традиционные соображения повышенной активности выветривания в особых микроклиматических условиях тыловых частей, так и эффекты отслаивания и обрушения в кровле возникшей полости в результате разгрузки горного давления в возникшую полость.

Упомянутые представления (назовем их в совокупности денудационно-реологической

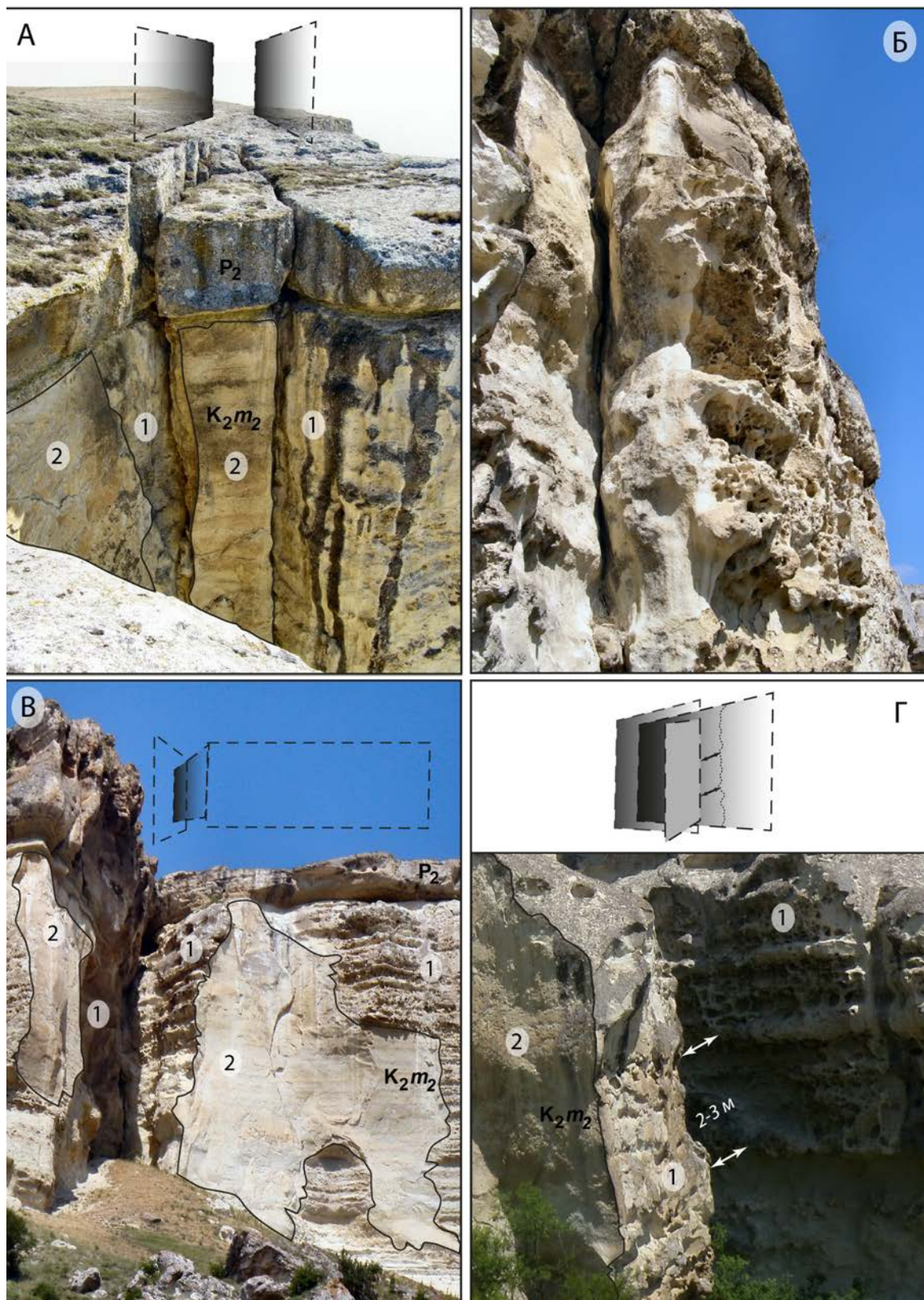


Рис. 8. Трещинные карстовые каналы в верхнемеловых отложениях массива Ак-Кая. В сечении трещин и на частично экспонированных стенках видна характерная скульптурная морфология, продолжающаяся во внутренние участки трещин. А, Б = субпараллельные обрыву закарстованные трещины, наблюдаемые в кулуаре в поперечном сечении, по которым произойдет дальнейшее обрушение блоков и сформируется следующая линия обрыва со свежеекспонированной скульптурной морфологией стены. В = поперечно-вскрытая обрывом закарстованная трещина, у которой видимая в кулуаре скульптурная морфология частично экспонированной стены продолжается в глубину массива. Г = поперечно-вскрытый обрывом крупный трещинно-карстовый канал шириной до 3 м с ярко выраженной скульптурной морфологией стен. Во фронтальных стенах обрывов на фото Б, В и Г четко различаются участки закарстованных стен трещин (1), а также участки отрыва и скола по незакарстованным трещинам (2; обведены тонкой черной линией).

гипотезой генезиса гротов) представляют собой общие весьма вольные суждения об упомянутых процессах и механизмах их проявления, основанные на методологически неверных подходах и ошибочных допущениях об основных характеристиках объектов. Прежде всего, отметим противоречия постулируемых условий действия этих процессов фактическим данным по распространению, локализации, и морфологии ниш и гротов.

В рассматриваемых представлениях фигурируют три основных фактора зарождения и роста ниш и гротов: 1) избирательное выветривание, 2) особый микроклимат в тыловых частях ниш и 3) локализация в участках предполагаемой концентрации и разгрузки напряжений (в основании обрывов). Все они предполагают определенные и весьма узкие диапазоны условий эффективного действия процессов, что должно было бы приводить к прогнозируемым, выраженным и легко документируемым особенностям локализации ниш и гротов по условиям литологической неоднородности, ландшафтного положения, экспонирования, положения в профиле обрывов и т.п., а также к особенностям морфологии. Однако эмпирические данные не подтверждают ожидаемых особенностей. Кроме того, действие упомянутых факторов не специфично для Внутренней гряды Предгорного Крыма и обнаженных тут пород. Если бы эти факторы образовывали эффективный механизм формирования гротов, то последние были бы столь же обильно распространены во многих других регионах мира со сходными условиями, что опять-таки не соответствует эмпирическим данным.

Выполненное нами систематическое обследование куэстовых обрывов Внутренней гряды, как в юго-западном, так и в восточном секторах Предгорья, показало, что ниши и гроты развиты в обрывах любой экспозиции, в породах различного возраста и литологического состава, в различных ландшафтно-геоморфологических условиях. Они распространены в обрывах крупных широких долин, как консеквентных, так и субсеквентных, во внутренних обрывах узких урочищ и кулуаров, на залесенных или безлесых участках, на различных уровнях субвертикальных обрывов (а не только в их основании) различной общей высоты (от 5-10 до 80-100 м). Нередки случаи многоэтажной локализации гротов в вертикальных сериях. Уже эти сводные характеристики исключают возможность приложения денудационно-реологической гипотезы к общему объяснению генезиса гротов Внутренней гряды, поскольку эта гипотеза предполагает значительно более узкие условия эффективности механизмов зарождения и роста этих форм.

Денудационно-реологическая гипотеза не объясняет причины локализации гротов в латеральном направлении в пределах некоторого литостратиграфического интервала. При значительной вертикальной дифференциации свойств пород в слоистой толще региона, их латеральная изменчивость в пределах участков обычно практически отсутствует. Если соображения избирательного выветривания или локализации напряжений в основании обрывов еще могут в ряде случаев использоваться для объяснения положения ниш и гротов в вертикальном

профиле куэстовых обрывов, то причин латеральной локализации они не объясняют. Иными словами, эти соображения не объясняют каким образом в начальной латерально-протяженной нише, образованной то ли избирательным выветриванием по определенному слою, то ли в результате действия эффекта разгрузки напряжений в основании обрыва, формируется локализованное углубление, «запускающее» механизм роста грота вглубь массива за счет выветривания в особом микроклимате. Учитывая регулярность интервалов между гротами, наблюдаемую на многих участках, случайные причины локализации первичных углублений исключаются.

В значительном морфологическом разнообразии ниш и гротов в обрывах Внутренней гряды выделяются определенные типы со сходной морфологией, причем различия между ними определяются не условиями экспозиции или высотой заложения над основанием скальных уступов, а структурными и литостратиграфическими факторами спелеогенеза. В гротах и нишах всех типов обычно наблюдается скульптурный внутренний рельеф стен и сводов в виде восходящих каналов и сферических ниш и куполов, который не может создаваться процессами десквамации и гравитационной деструкции, но характерен для карстовых полостей гипогенного происхождения. Процессы десквамации и гравитационной деструкции заметны в большинстве гротов и ниш и ведут к деградации скульптурной карстовой морфологии, но лишь в относительно немногих случаях они уничтожают карстовую скульптуру полностью. Очевидно, что они играют лишь модифицирующую, но не формирующую морфогенетическую роль.

Одним из характерных типов полостей в обрывах куэст являются гроты с наклонным наружу полом, что объясняется (Душевский, Клюкин, Солдатов, 1979) аккумуляцией части продуктов денудации у основания крутой тыльной стенки, где якобы происходит активная деструкция породы и преимущественный рост грота вглубь массива и вверх. Однако наклонный профиль пола гротов задается не отложениями, мощность которых, как правило, невелика и уменьшается вглубь таких гротов, а наклонным положением самого коренного ложа. С другой стороны, постулируется удаление части обломочного материала гравитационным перемещением по уклону пола, поскольку очевидно, что существенная аккумуляция в полости еще на ранних стадиях привела бы к ее заполнению и прекращению роста ввиду значительного увеличения объема у разуплотненного материала (обычно на 30-70%, в зависимости от крупности и типичной формы обломков). Однако не менее наклонных гротов распространены и гроты с субгоризонтальным полом по стратиграфическим границам. Образование таких форм за счет механической деструкции вмещающих пород заведомо невозможно по упомянутой причине «самозаполнения».

Следует отметить, что активность процессов шелушения и отслаивания мелких обломков действительно заметна во многих нишах и гротах, но при этом значительные скопления обломочных отложений в них встречаются редко и связаны, главным образом, с крупноглыбовыми обрушениями. Очевидность

современной активности выветривания в нишах и гротах и явилась главной причиной возникновения и развития денудационно-реологической гипотезы их происхождения, в рамках которой выветривание было принято за полостеформирующий процесс. Однако нашими текущими исследованиями выявлено, что с гипогенным закарстованием региона связан феномен существенного петрографического и геохимического изменения пород в пристеночной зоне карстовых каналов и камер, возникающий при взаимодействии гипогенных флюидов с вмещающими породами. Измененная порода в этой зоне, имеющей мощность 5-20 см (иногда более), получила рабочее название *алтерит* (от англ. *alter* – изменять). Подробное обсуждение свойств и генезиса алтерита составит предмет отдельной работы. Тут лишь отметим, что свойства алтерита варьируют в зависимости от состава и свойства материнской породы, но обычно он представляет собой разуплотненный, иногда туфообразный, субстрат, часто со внутренними объемно-скелетными структурами более плотного материала. Алтерит легко подвергается выветриванию, когда поверхности трещинно-карстовых каналов и камер экспонируются в обрывах. Таким образом, наблюдаемая в нишах и гротах активность процессов десквамации характеризует динамику выветривания относительно недавно экспонированного алтерита, но не коренной породы. Экстраполяция этой динамики на значительные периоды времени, соответственно, неправомерна.

Также не соответствуют реальности и положенные в основу рассматриваемой гипотезы утверждения об особенностях микроклимата полостей. Повышенное увлажнение в тыловых частях ниш и гротов связано с высачиванием по отдельным крупным вертикальным трещинам или более проницаемым пластам вод современного нисходящего фильтрационного потока и наблюдается лишь в отдельных объектах, где локальные геоморфологические условия в прирвовочной части плато обеспечивают концентрацию поверхностного питания. Для подавляющего большинства ниш и гротов повышенное увлажнение в тыловых частях не характерно. При значительной открытости большинства ниш и гротов и отмеченном выше разнообразии ландшафтно-геоморфологических условий и морфологии обрывов и открытых полостных форм невозможно говорить о сколько-нибудь устойчивых характеристиках их «особого микроклимата», а тем более приписывать им полостеформирующее значение. Заметим, что при всей важности роли, приписываемой конденсации в рассматриваемой гипотезе, конкретные физические модели ее прохождения в нишах и гротах не предлагались. Одно из теоретических ограничений в таких условиях определяется высвобождением тепла на поверхности породы при конденсации влаги, что замедляет или полностью прекращает процесс (Dreybrodt, 2003; Lismonde, 2003). Поддержание процесса и получение существенного эффекта возможно лишь в особых условиях при поддержании существенного градиента температур на поверхности и в глубине породы, что очевидно не обеспечивается в обрывах куэст.

В завершение этого критического обзора денудационно-реологической гипотезы генезиса ниш и гротов отметим неправомерность применения в ней ссылок на эффекты горного давления в разрушении кровли полостей. Теория горного давления разработана для искусственных выработок, где резкое изменение сплошности массива с выработкой полостей приводит к возникновению новых напряжений и деформаций. Однако она в существующем виде имеет весьма ограниченную применимость к естественным полостям, формирование которых является длительным постепенным процессом, в ходе которого поле напряжений в массиве определенным образом реорганизуется. Известно, что устойчивость сводов карстовых полостей, как правило, значительно превышает пределы, предсказываемые теорией горного давления, а скульптурная морфология пещер в общем случае демонстрирует лишь ограниченные и локальные деформации вмещающих пород. Неприменимость стандартной теории горного давления к природным полостям иллюстрируется способностью пещер сохранять ненарушенную скульптурную форму в течение миллионов лет (возраст древнейшей известной пещеры определяется ранним карбоном – свыше 340 млн. лет; Osborne, 2007), даже переживая глубокое погружение под покров новых осадков.

Приведенный обзор демонстрирует неправомерность денудационно-реологической гипотезы происхождения ниш и гротов в скальных обрывах Внутренней гряды Предгорного Крыма. Новый подход к решению проблемы основан на теории гипогенного спелеогенеза и соответствующей региональной модели для Предгорного Крыма, развиваемой в последние годы (Амеличев и др., 2011; Климчук и др., 2009, 2011; Климчук, Тимохина, 2011; Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011; Klimchouk et al., 2012). Обильно представленные в аструктурных обрывах куэст ниши и гроты, как и другие карстопроявления, являются реликтами-фрагментами морфологии карстовых каналов-полостных систем гипогенного происхождения, экспонированными в результате раскрытия этих систем гравитационно-блоковым отступанием обрывов по ним (рис. 6 Аз). Заложение ниш и гротов демонстрирует отчетливый структурный (трещинами) и литостратиграфический контроль. Большинство ниш являются латеральными боковыми нишами трещинообразных карстовых каналов (ныне продольно-раскрытых обрывами; см. рис. 7 И, 8 Б, 11 А, 15 Д и др.). Большинство гротов являются реликтами относительно крупных камер, образованных по пересечениям вертикальных или крутонаклонных трещинно-карстовых каналов между собой и с плоскостями напластования или слоями повышенной латеральной водопроницаемости (рис. 15 Б, Е рис. 17 Д; см. также рис. 7-8 в работе Тимохиной, Климчука, Амеличева, 2011). Возможные в условиях региона химические механизмы гипогенного спелеогенеза включают «коррозию смешивания» при взаимодействии восходящего потока трещинно-жильных вод глубокой циркуляции с пластовыми водами более мелких систем подземного стока (возобновление/возрастание агрессивности при смешивании вод с различным содержанием CO_2), гидротермальное

растворение (увеличение растворимости кальцита при охлаждении восходящих термальных углекислых вод) и сернокислотное растворение (воздействие серной кислоты, образующейся окислением растворенного сероводорода глубинных восходящих вод кислородом вод близповерхностной системы стока при их смешении).

ХАРАКТЕРИСТИКА КАРСТОПРОЯВЛЕНИЙ

Вводные замечания

Огромное морфологическое разнообразие карстопроявлений в обрывах, прирвовочных участках и на структурных поверхностях куэст Внутренней гряды и характеристики их распределения и сочетаний обнаруживают отчетливую структурно-функциональную упорядоченность при рассмотрении с позиций гипогенного спелеогенеза и геоморфологического раскрытия гипогенных каналово-полостных систем.

Наблюдаемые в обнажениях карстопроявления являются реликтовыми фрагментами гипогенных каналово-полостных структур, в прошлом полностью находившихся внутри массивов, ныне вскрытых и раскрытых поверхностью. Некоторые элементы таких структур, открываясь «входными» отверстиями на поверхность, продолжают оставаться ненарушенными во внутренних частях массивов. Основными элементами таких структур, связанными функционально-генетическими отношениями в системе взаимодействия сквозьформационных восходящих и пластовых латеральных потоков подземных вод, являются:

- субвертикальные и наклонные трещинно-карстовые каналы;
- камеры (зальные формы) и каналы на пересечениях трещинно-карстовых каналов между собой и со стратиформными водопродводящими структурами (плоскостями напластования и слоями повышенной проницаемости), а также на верхних замыканиях трещинно-карстовых каналов;
- каналы по плоскостям напластования;
- стратиформные зоны кавернозности;
- каналы поперечных межпластовых перетоков по мелким внутривластовым трещинам или системам первичной пористости.

Для удобства отражения пространственных взаимоотношений субвертикальных обрывов куэст с элементами каналово-полостных структур, мы различаем ситуации *продольного раскрытия*, когда обрыв заложен по простиранию трещин и полостей (рис. 6 В), и ситуации *поперечного вскрытия*, когда обрыв пересекает трещины и полости поперек их простирания (рис. 6 Г). В первом случае в остающейся после отваливания блока стенке обрыва экспонируются контуры закарстованных поверхностей и составляющие их формы в продольном разрезе (рис. 9-12), а во втором случае наблюдаются элементы каналово-полостных структур (трещинно-карстовых каналов, округлых каналов или камер) в поперечном сечении (рис. 7 Г, Д, Е, Ж, З, К; 8 А, Б, В; отдельные элементы на рис. 9 В, 10 Г, 12 Б).

Крупные элементы каналово-полостных структур несут в себе формы мезо-уровня (волнисто-ребристые поверхности, латеральные и сферические ниши, вертикальные каналы, купола, проч.) и часто окаймляются различными мелкими подчиненными полостными образованиями (боковыми каналами, кавернами и зонами мелкой кавернозности), а также зонами петрографического и геохимического изменения пород в пристеночной зоне (алтерита). При продольном раскрытии обрывами куэст таких крупных элементов, вся эта сложная морфология оказывается экспонированной и доступной для непосредственного наблюдения и изучения (рис. 9-12). При этом часто оказываются вскрытыми и поперечные или диагональные к обрыву каналы (как трещинные, так и округлые), демонстрирующие в плоскости обрыва поперечные сечения (рис. 7, 8, 9 В, 12 Б).

Следует отметить, что если в описании основных элементов исходных каналово-полостных структур используются термины канал и камера, то во вскрытом-раскрытом состоянии эти формы уже описываются как карстовый обрыв (раскрытие по вертикальному трещинно-карстовому каналу), грот, ниша, вход (в пещеру), карстовый кулуар, мешкообразная долина, проч.

С учетом изложенного, разнообразие карстопроявлений исследуемого района удобно характеризовать по следующим категориям: 1) продольно-раскрытые и экспонированные в обрывах поверхности стен трещинно-карстовых каналов; 2) вскрытые крупные полостные формы (гrotы, пещеры); 3) формы прирвовочных участков и структурных поверхностей куэст.

Продольно-раскрытые и экспонированные в обрывах поверхности стен трещинно-карстовых каналов

Продольно-вскрытые и экспонированные в обрывах поверхности стен трещинно-карстовых каналов демонстрируют характерный скульптурный рельеф, легко отличимый от поверхностей отрыва незакарстованных трещин, а также от поверхностей, существенно переработанными поверхностной денудацией, в частности – плоскостным смывом. На рис. 9-11 представлены критерии различения поверхностей обрывов карстовой и некарстовой природы, а также примеры распространенных типов закарстованных поверхностей трещинно-карстовых каналов, ныне экспонированных в обрывах. Разнообразие морфологий закарстованных поверхностей (обозначены индексом 1 на рис. 9-11) обусловлено литолого-текстурными и структурными вариациями пород, спелеогенетическими (функциональными) особенностями раскрытых каналов в гипогенной системе, локальными особенностями интенсивности спелеогенеза, степенью развитости форм полостной каймы и алтерита в пристеночной зоне, а также локальными особенностями последнего. Местами на общем фоне закарстованных поверхностей или на смежных участках обрывов различаются поверхности, где исходная карстовая морфоскульптура была отчасти или полностью уничтожена выветриванием, - главным образом плоскостным смывом (обозначены индексом

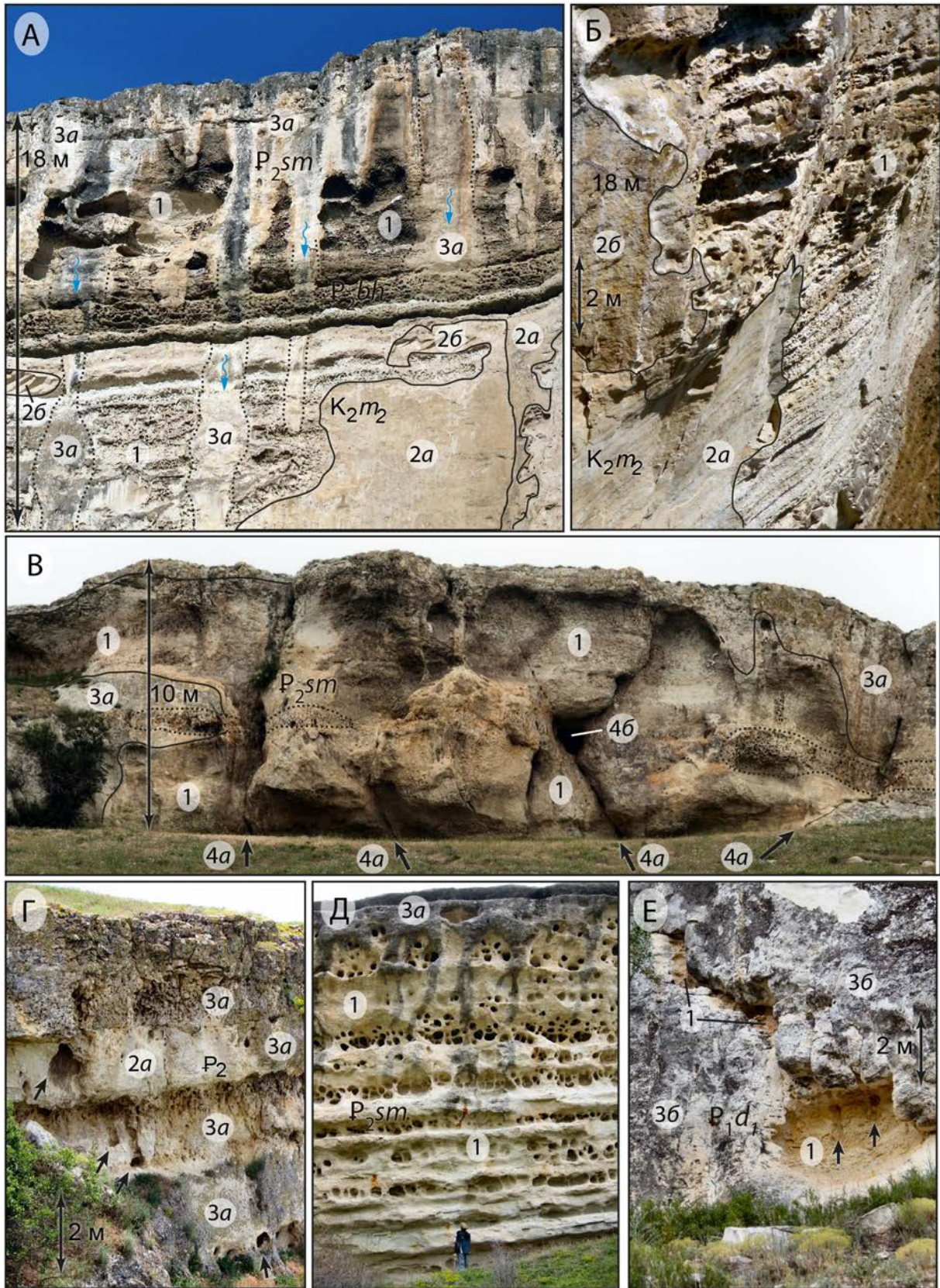


Рис. 9. Критерии идентификации закарстованных поверхностей продольно-раскрытых карстопоявлений в обрывах куэст Внутренней гряды. Экспонированные поверхности трещин и каналов в обрывах: 1 = гипогенно-закарстованные, с различной скульптурной морфологией и формами полостной каймы; 2 = незакарстованные, по трещинам отрыва и скола; 2а = с минерализацией; 2б = без минерализации (свежие поверхности); 3 = переработанные денудацией (плоскостным смывом и выветриванием); 3а = с умеренной модификацией исходной поверхности раскрытых трещин; 3б = с полным уничтожением исходной скульптуры раскрытых трещин; 4 = поперечно-вскрытые полости; 4а = закарстованные трещины; 4б = каналы. А-Б = Ак-Кая; В = Сарак-Кая; Г = долина Зуи; Д = Белокаменка (Ю-3 Предгорье); Е = Курушлюк (Ю-3 Предгорье).

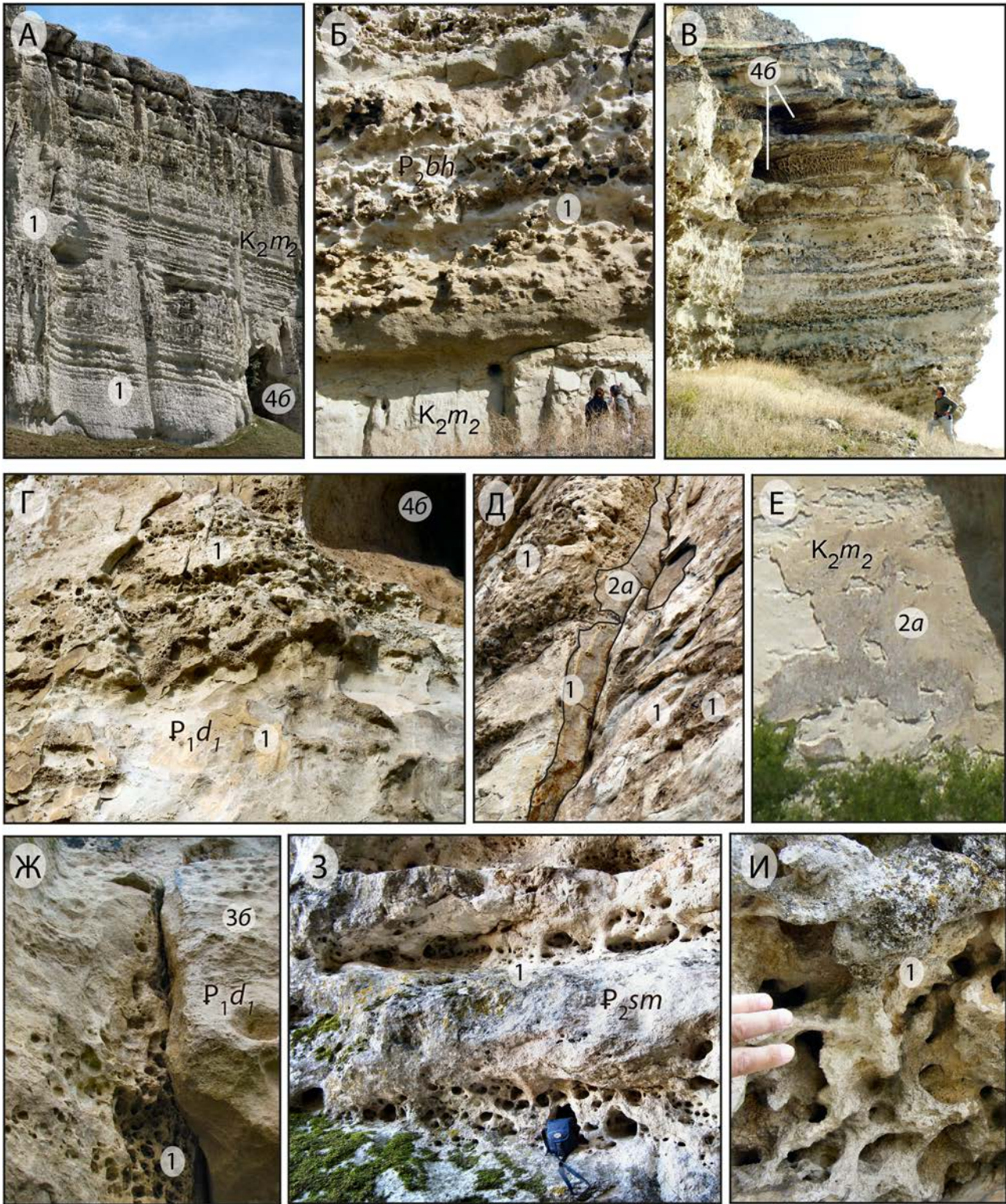


Рис. 10. Критерии идентификации закарстованных поверхностей продольно-раскрытых карстопоявлений в обрывах куэст Внутренней гряды. А-Д = волнисто-ребристые и прочие скульптурные поверхности стенок закарстованных трещин, осложненные выступами отпрепарированного ячеисто-сотового скелета алтерита; Е = незакарстованная стенка трещины с минерализацией (корка); Ж = каверновая кайма поперечно-вскрытой закарстованной трещины (кластерное распространение); З-И = каверновая кайма в экспонированной стенке закарстованной трещины (стратиформное распространение). Условные обозначения как на рис. 9. А, Б и Е = Ак-Кая; В, Г и Д = Бор-Кая; Ж = Чуфут-Кале (Ю-3 Предгорье); З = Змеиная (Ю-3 Предгорье); И = Айлянма-Кая.

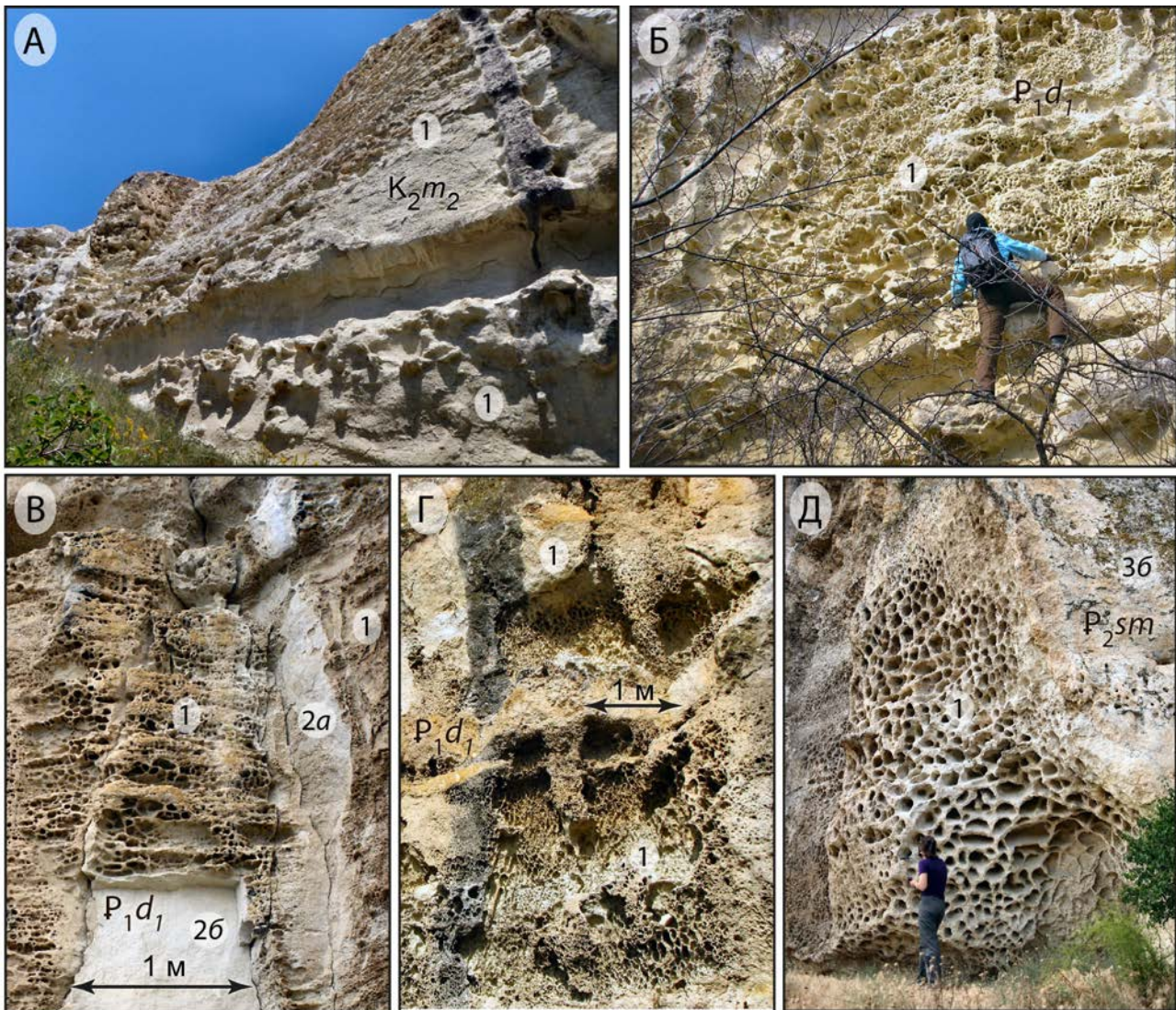


Рис. 11. Критерии идентификации закарстованных поверхностей продольно-раскрытых карстопоявлений в обрывах куэст Внутренней гряды. Отпрепарированный ячеисто-сотовый скелет пристеночной зоны закарстованных трещин и полостей, преобразованной в результате взаимодействия гипогенных флюидов с породой («алтерит»). На фото А и Б видны крупные субгоризонтальные ниши - часть морфологии карстовых каналов. Условные обозначения как на рис. 9. А = Ак-Кая; Б = Багла (Ю-3 Предгорье); В = Курушлюк (Ю-3 Предгорье); Г = Айлянма-Кая; Д = Сарак-Кая.

За и 3б на рис. 9-11), а также поверхности отрыва по незакарстованным трещинам (индексы 2а и 2б). Среди последних, в свою очередь, различаются поверхности с корками минерального заполнителя бывших трещин (указывающих на фильтрацию с осаждением материала, без растворения стен; 2а на рис. 10 Д, Е) и свежие поверхности отрыва (новообразованных трещин, не испытывавших фильтрации; 2б на рис. 9-А, Б и рис. 11 В).

Для субвертикальных стен трещинно-карстовых каналов наиболее типичными являются волнисто-ребристые поверхности с латерально-протяженными сглаженными выступами и углублениями (рис. 9 Б, Д; 10 А, В; 11 А). Они часто осложнены выступающими ячеистыми, сотовыми или губчатыми образованиями объемно-каркасных структур алтерита, отпрепарированными в результате спелеогенного промыва преобразованной зоны и/или ее внешнего выветривания уже после экспонирования

стенок трещинных каналов. Отдельные углубления или несколько смежных углублений, обычно развитые по проницаемым литологическим контактам или отдельным слоям повышенной проницаемости, иногда приобретают значительные поперечные размеры и образуют выраженные ниши в обрыве (рис. 11 А; 15 Д; 20 Д). В исходном закрытом состоянии такие ниши соответствовали латеральным каналам-расширениям в поперечном профиле трещинно-карстовых каналов (рис. 7 А, Б, В, Д, Ж, И; 8 Б) или уплотненным каналам или камерам (рис. 17 Б, Г). Ранее нами показано, что формирование таких расширений в поперечном профиле трещинных каналов связано с эффектом возобновления или увеличения агрессивности подземных вод в местах смешивания восходящего потока по трещинному каналу с латеральными потоками по стратиформным структурам повышенной проницаемости – плоскостям напластования и отдельным прослоям (Klimchouk et al., 2012).

Характерными и широко распространенными в обрывах всей Внутренней гряды, в карбонатных породах различного состава и возраста, являются *поверхности сплошно развития выступающих образований объемно-каркасных структур алтерита* – зоны петрографического и геохимического изменения пород в пристеночной зоне карстовых каналов и камер. В пределах этой зоны образуются ячеистые, сотовые, губчатые или нерегулярные объемно-каркасные структуры более плотного материала, которые препарируются в результате последующего спелеогенного промыва и/или внешнего выветривания уже после экспонирования стенок каналов и полостей, образуя сложные глубоко «изъеденные» поверхности соответствующих морфологических разновидностей. Примеры таких поверхностей показаны на рис. 11, а также на рис. 10 В, Г. Некоторые выразительные разновидности этих структур часто описываются как «тафони», однако этот термин имеет размытые и противоречивые значения.

В обрывах широко представлены *кластерные или латерально-протяженные стратиформные зоны плотного развития ячей и каверн разного размера*, при слиянии отдельных элементов образующих губчатые объемные структуры (рис. 9 Г, Д; 10 Ж, З, И). Эти структуры не распространяются глубоко в породу, а развиты в пределах пристеночной области (окаймления) трещинно-карстовых каналов и камер, от дециметра до первых метров шириной (Тимохиной, Климчука, Амеличева, 2011). Их образование также связано с упомянутым эффектом возобновления или увеличения агрессивности подземных вод в местах смешивания восходящего потока каналов с латеральными потоками поровых вод по стратиформным структурам повышенной проницаемости (Klimchouk et al., 2012).

На многих участках карстовых обрывов, образованных продольным раскрытием трещинно-карстовых каналов, хорошо представлены *крупные полу-каналы и ниши*, выраженные как «вдавленные» (до 1-2 м от плоскости стены и более) углубления различных форм и размеров с более или менее резкими контурами в плоскости раскрытой трещины. Наиболее характерными являются ниши, организованные в вертикальные серии, и целостные вертикальные вытканые углубления (полу-каналы). Примеры даны на рис. 9 А, 12, 13 и 14 А. На фотографиях А-Б (вверху) рис. 13 комплексы таких форм сквозным образом пронизывают толщи маастрихта и эоцена, что задокументировано графически на панелях Г и Д внизу рисунка. На этом рисунке четко видно, что структура таких углублений в плоскости ныне раскрытого трещинного канала отражает «внутреннюю» организацию восходящего сквозформационного перетока в этой плоскости по каналам подчиненного ранга, обособившимся в результате преимущественной фильтрации по наиболее проницаемым областям трещинного канала.

В обрывах массива Ак-Кая, как в юго-западном, так и в юго-восточном, четко выделяются реликты крупных вертикальных каналов по обрывоформирующим трещинам в маастрихтской части разреза, выведивших восходящий поток на контакт с вышележащими эоценовыми известняками (рис. 12). Вблизи контакта

и по нему видны полости-каналы локального латерального перераспределения потока к смежным (в глубине массива) каналам. Рис. 13 показывает такое перераспределение в плоскости единой закарстованной трещины, формирующей обрыв. Наблюдениями на участках Ак-Кай и Сарак-Кай установлена закономерная приуроченность крупных уплощенных каналов и камер к этому контакту (см. следующий раздел). В вышележащей толще плотных известняков симферопольского яруса эоцена, экспонированные в плоскости обрывов притрещинные продольно-раскрытые полу-каналы и ниши обычно имеют четкие резкие очертания (рис. 9 А; 13 А, Б; 14 А).

Другая характерная разновидность продольно-раскрытых каналов представлена комплексом морфологии «половинок» ходов или залов гипогенной пещеры, с изометричными нишами (бывшими зальными расширениями), сферическими нишами, восходящими стенными каналами, остатками куполов в «полусводах», входами в поперечные каналы (бывшие ответвления пещеры), проч. Характерные примеры в эоценовых известняках массива Сарак-Кая представлены на рис. 9 В и рис. 14.

Крупные полостные формы («рифты», ниши, гроты, пещеры)

Среди крупных полостных форм целесообразно различать две основных категории: 1) субвертикальные трещинно-карстовые каналы («рифты»); 2) наклонные и субгоризонтальные камеры и каналы.

Субвертикальные трещинно-карстовые каналы разработаны растворением восходящими потоками по крупным тектоническим трещинам на ширину от нескольких сантиметров до 2-3 метров. Вертикальные размеры таких единичных каналов варьируют от нескольких метров до 60-80 метров, а протяженность – от первых десятков метров до первых сотен метров. В международной спелео-морфологической терминологии к ним часто применяют название «рифты», в соответствии с английскими словарными значениями этого слова (трещина; расселина; разлом; щель; прорез).

Типичные трещинно-карстовые каналы-рифты представлены на рис. 6, 7 и 8. Во Внутренней гряде они являются структурным каркасом сквозформационных гипогенных карстовых систем, пронизывающих слоистую толщу верхнего структурного яруса. Прочие крупные полостные формы являются либо элементами морфологии самих каналов-рифтов (их расширениями-«раздувами» в определенных гидростратиграфических интервалах), либо их обрамляющими формами, либо каналами-перемычками между смежными рифтами по напластованию или оперяющим косым трещинам. Линейные зоны и кластеры таких тектоно-карстовых структур («трещинные коридоры») являются главным контролирующим фактором заложения и локализации долин в Предгорном Крыму, а отдельные трещинно-карстовые каналы-рифты периферийных участков трещинных зон-коридоров контролируют положение куэстовых обрывов. Это положение, обоснованное нами на примере юго-западной части Внутренней гряды (Тимохина, Климчук, Амеличев, 2011), полностью подтверждается данными по восточной части региона.



Рис. 12. Реликты крупных восходящих каналов в маастрихтской толще в обрывах Ак-Кай. А = в южном обрыве; Б - Д = в различных фрагментах западного обрыва. Фото Д (увеличенный фрагмент Г) показывает полость, образованную соединением фронтального канала с каналом в глубине массива. В области соединения видна мощная зона губчатого растворения. Такая же зона видна в верхней половине канала на фото В.

Мезо-морфология стен рифтов прекрасно экспонирована в обрывах куэст – раскрытых стенах рифтовых каналов. Она весьма разнообразна и характеризуется материалами предыдущего раздела (см. рис. 9-14). В карстовых обрывах с определенной регулярностью вскрываются поперечные к обрывам рифты, к которым приурочены поперечно-вскрытые округлые пещерные каналы, крупные зальные и прочие полостные формы, совокупно образующие в плоскости обнажений сложные пещеристые кластеры. Важной характеристикой гипогенных трещинно-карстовых каналов-рифтов является развитие по ним пристеночного средне- и мелкополостного обрамления (каверн, зон кавернозности, боковых латеральных каналов) и зоны петрографического и геохимического изменения, выраженной поверхностями губчатой и ячеистой морфологии.

Стратиформные расширения-«раздувы» каналов-рифтов в определенных гидростратиграфических интервалах образуют выраженные латерально-протяженные ниши. При раскрытии закарстованных трещин обрывами, они становятся нишами обрывов. Согласно принятой выше логике группировки форм, ниши можно было бы характеризовать в предыдущем разделе как формы экспонированных в обрывах поверхностей стен трещинно-карстовых каналов. Но крупные, хорошо выраженные ниши мы описываем в категории крупных полостных форм ввиду их отчетливой морфологической обособленности и связи с латеральными каналами-расширениями рифтов и камерами.

Характерным видом ниш являются протяженные крупные ниши (иногда протягивающиеся непрерывно до 100-200 м), выработанные по контакту отложений маастрихта и зоцена в обрывах Сарак-Кая и Ак-Кая, а также по контакту отложений датского яруса

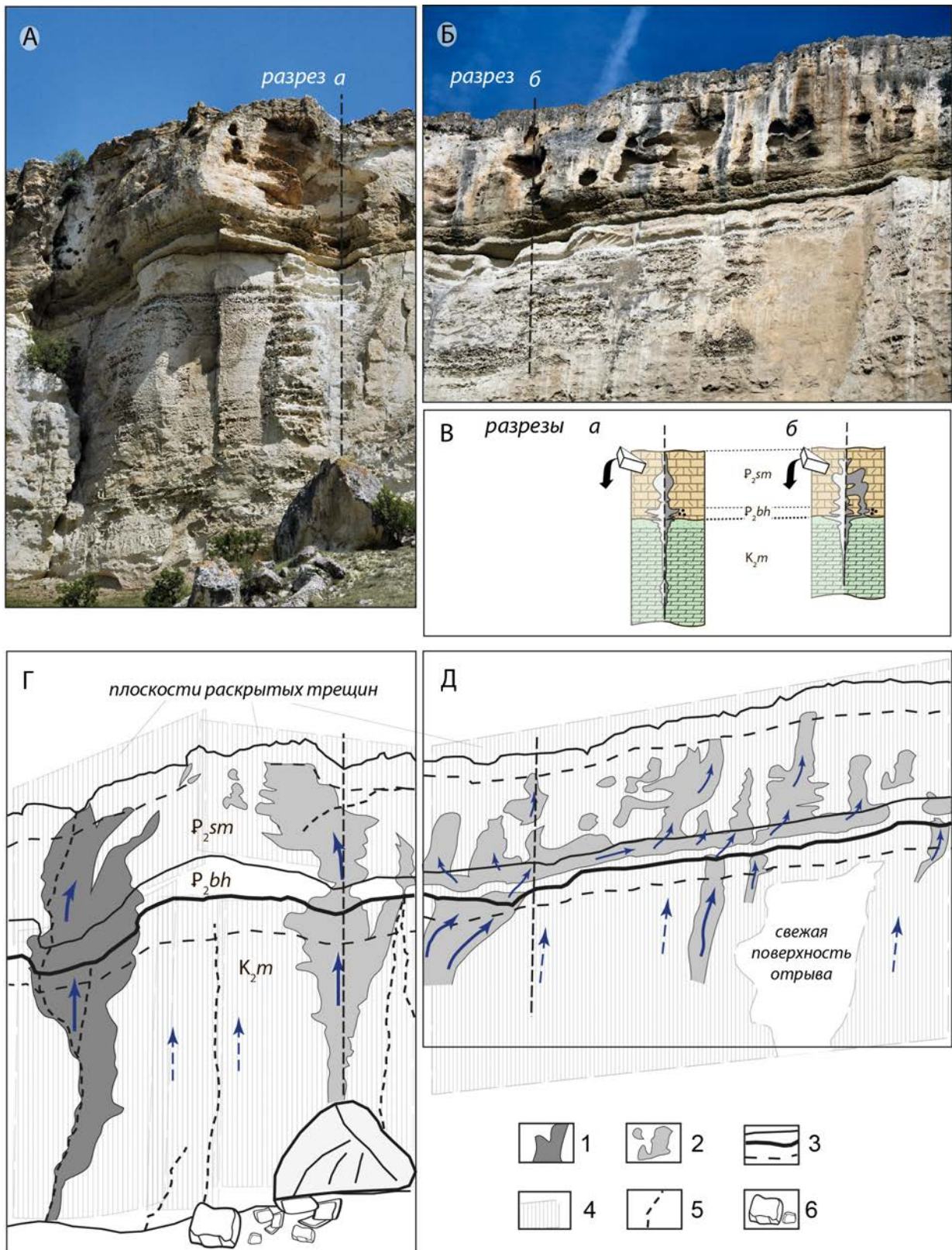


Рис 13. Морфология (А, Б), стратиграфическое положение (В) и строение и функционирование (Г, Д) сквозформационных гипогенных каналово-полостных систем в западном обрыве скалы Ак-Кая у границы верхнего мела с эоценом. Панель В демонстрирует поперечные к обрыву разрезы карстовых систем по линиям а и б. Бледно-окрашенная половина колонок показывает части массива и полостей, уничтоженные блоковым оступанием обрыва. Условные обозначения: 1, 2 = контуры проекций в обрыв полостей: 1 = поперечно-вскрытых; 2 - продольно-вскрытых; 3 = стратиграфические границы (жирная линия - маастрихт-эоцен); 4 = ориентировка плоскостей раскрытых обрывом закарстованных трещин; 5 = видимые следы крупных трещин в обрыве (поперечных и касательных ориентировок по отношению к простиранию обрыва); 6 = глыбы у подножья обрыва. Стрелками показаны направления движения подземных вод в период формирования гипогенных карстовых систем (функциональные связи различных компонентов).

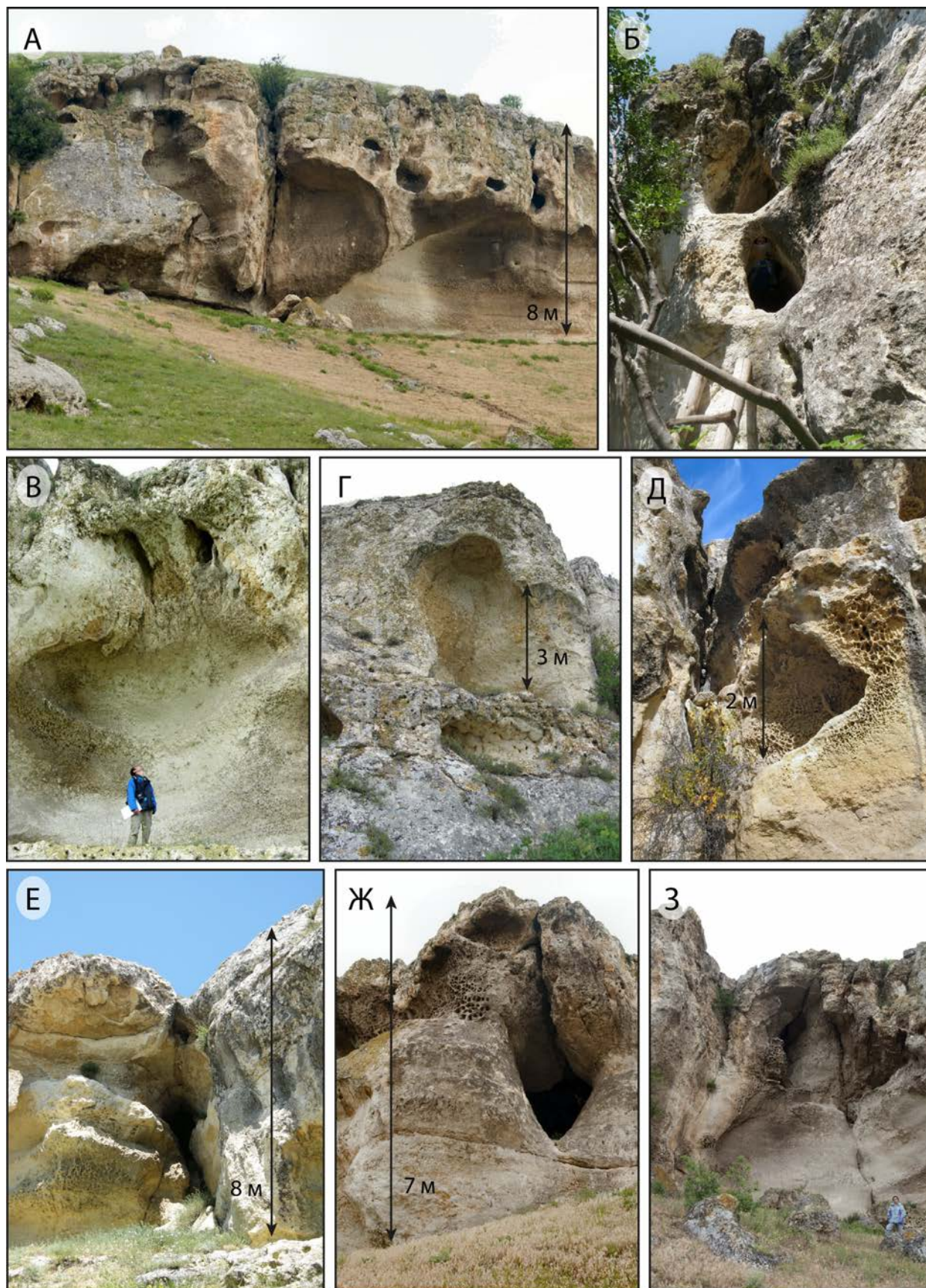


Рис. 14. Продольно-раскрытые и поперечно-вскрытые карстовые полости в обрывах известняков симферопольского яруса эоцена. Фото Б - пещера в мешкообразном замыкании долины Красная на Ак-Касе; фото Д - ниша при поперечном трещинно-карстовом канале; остальные фото - обрывы Сарак-Кая. На фото В и Г - раскрытые залынные формы полостей с сохранившимися потолочными каминами и куполами. На фото Д, Е, Ж и З видны как морфология продольно-раскрытых полостей, так и поперечно-вскрытых каналов.

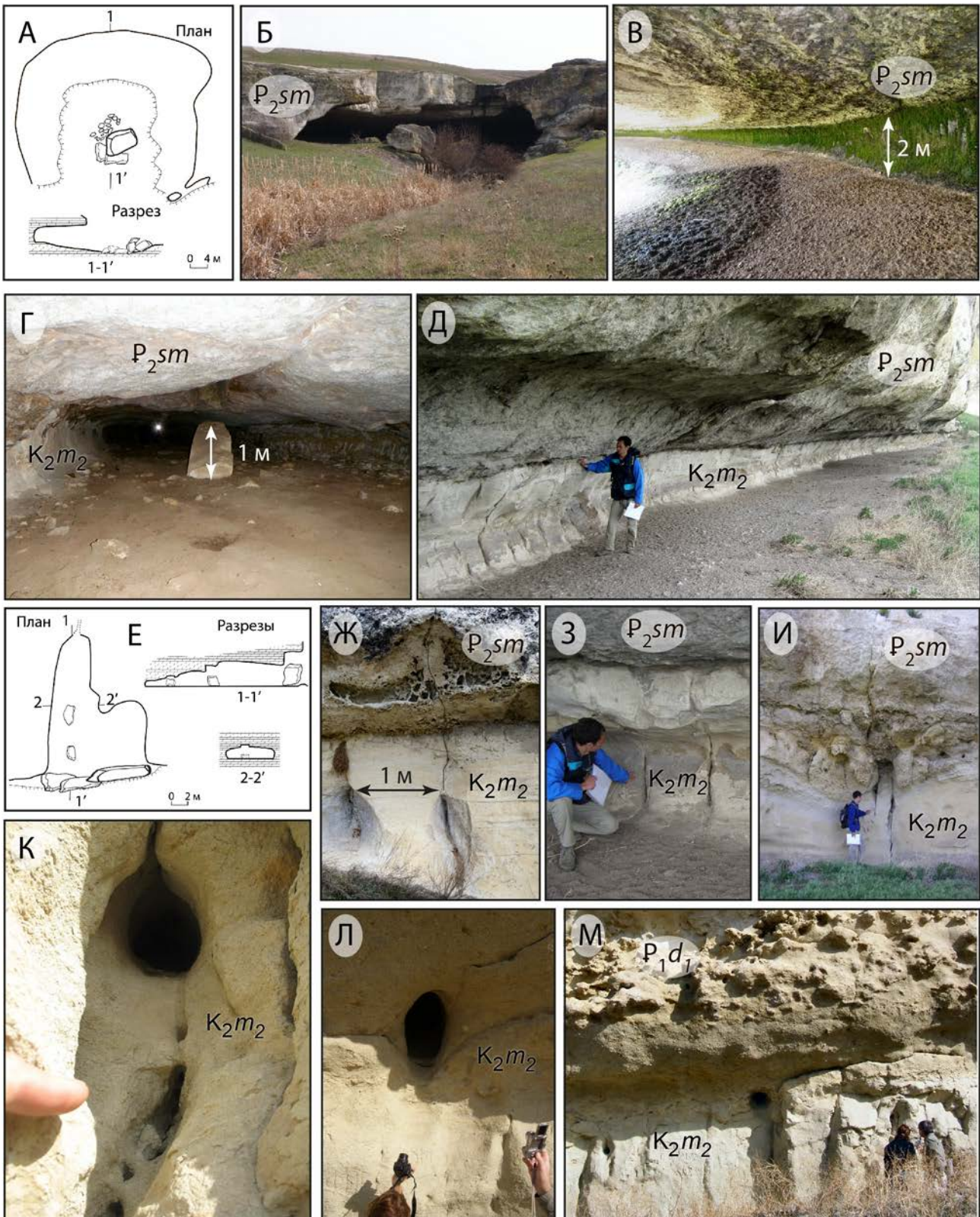


Рис. 15. Карстопоявления на контакте маастихта с эоценом (А-В = Ак-Кая; Г-И = Сарак-Кая) и палеоценом (К-М = Айлянма-Кая). А-В = крупная уплощенная камера (ныне - вскрытый провалом кровли грот), вскрытая на структурном склоне массива Ак-Кая (А = план и разрез; Б = вид на вход; В = вид тыловой части). Г = крупная удлиненная полость, ориентированная поперечно к обрыву Сарак-Кая (план и разрез на Е). Д = протяженная ниша в обрыве Сарак-Кая - реликт аналогичной полости, продольно-раскрытой обрывом. Ж, З и И = закарстованные трещины с расширенными устьями в верхней части маастрихтских мергелей; К-М = округлые восходящие карстовые каналы в верхней части маастрихтских мергелей. Стратиграфические индексы - как на рис. 3.

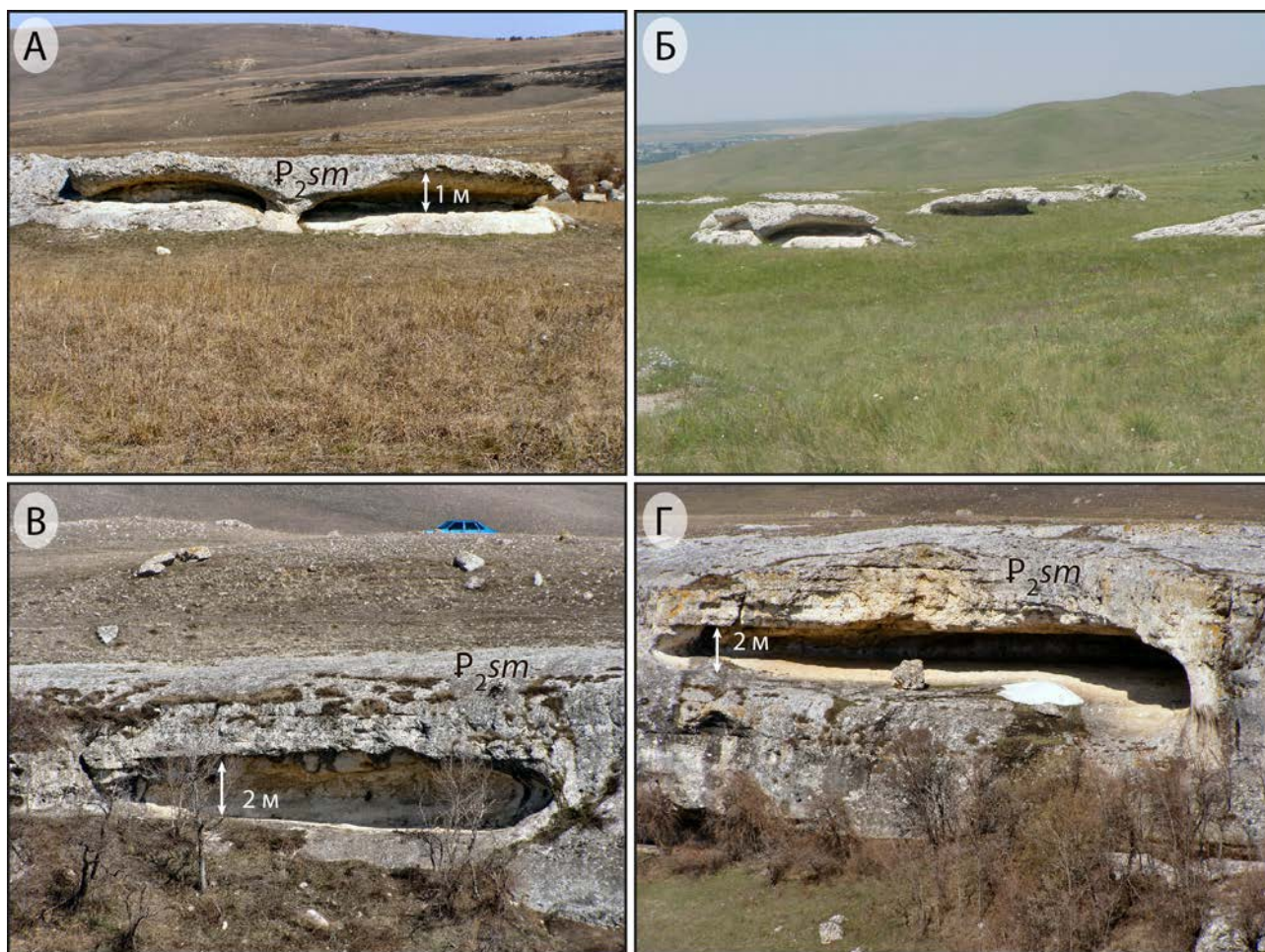


Рис. 16. Раскрытие стратиформных уплощенных камер, развитых по прослоям повышенной водопроницаемости в толще симферопольской свиты эоцена на массиве Ак-Кая. А-Б = реликты камер в виде ниш в останцовых скальных выступах на структурной поверхности массива, раскрытые ее общим денудационным снижением; В-Г = реликты ниши (В) и грота (Г) в отвесных бортах мешкообразной долины Красная. Стратиграфические индексы - как на рис. 3.

и бахчисарайского ярусов в обрывах Айлянма-Кая (рис. 15). Признаками их гипогенно-карстового, а не денудационного происхождения, являются (рис. 15 Д, Ж, З, И, К, Л) повсеместное наличие в них скульптурных мезоформ типа расширенных устьев поперечных трещин и сферических конвекционных ниш и куполов, согласные переходы между поверхностями ниш и поверхностями открывающихся в них внутренних каналов напорно-конвекционной морфологии, характерные функциональные отношения форм в нишах с формами в вышележащей толще, проч. Однозначным доказательством является обнаружение крупных каналов, поперечных к обрывам с нишами, в той-же стратиграфической позиции и с полностью идентичной морфологией, как показано на рис. 15 Г-Е. На рис. 15 показаны фотография (Г) и план и разрезы (Е) такого канала, вскрытого обрывом массива Сарак-Кая, причем этот канал является морфологически согласованным боковым ответвлением такого же канала по главной обрывоформирующей трещине, ныне выраженного как протяженная ниша (рис. 15 Д). По этому же контакту развиты многочисленные крупные уплощенные камеры-гроты на массиве Ак-Кая, с идентичной морфологией полостей (рис. 15 А-В; см. также рис. 12 Б).

Крупные латерально-обособленные ниши и гроты являются реликтами вытянутых или изометричных уплощенных каналов и камер, сформированных на пересечениях трещинно-карстовых рифтов и плоскостей напластования или прослоев повышенной проницаемости, за счет агрессивности смешивания восходящего потока по рифтам и латерального потока поровых вод по отдельным слоям и плоскостям напластования. Латеральный подток пластовых поровых вод к пересекающему линейному каналу-рифту может быть относительно равномерным по длине последнего, или локализован по более проницаемым зонам. В соответствии с этим, могут формироваться либо протяженные расширения канала-рифта в интервале взаимодействия (при раскрытии – латерально-протяженные ниши, охарактеризованные выше), либо обособленные изометричные в плане камеры (при раскрытии – обособленные ниши или гроты). Примеры последних обильно представлены на различных литостратиграфических уровнях обрывов в районе исследований. Фотографии В и Г на рис. 16 демонстрируют такие стратиформные обособленные ниши и гроты в бортовых обрывах слепого долины Красной, врезанной в структурную поверхность массива Ак-Кая (рис. 20 Г), причем вся долина сформирована

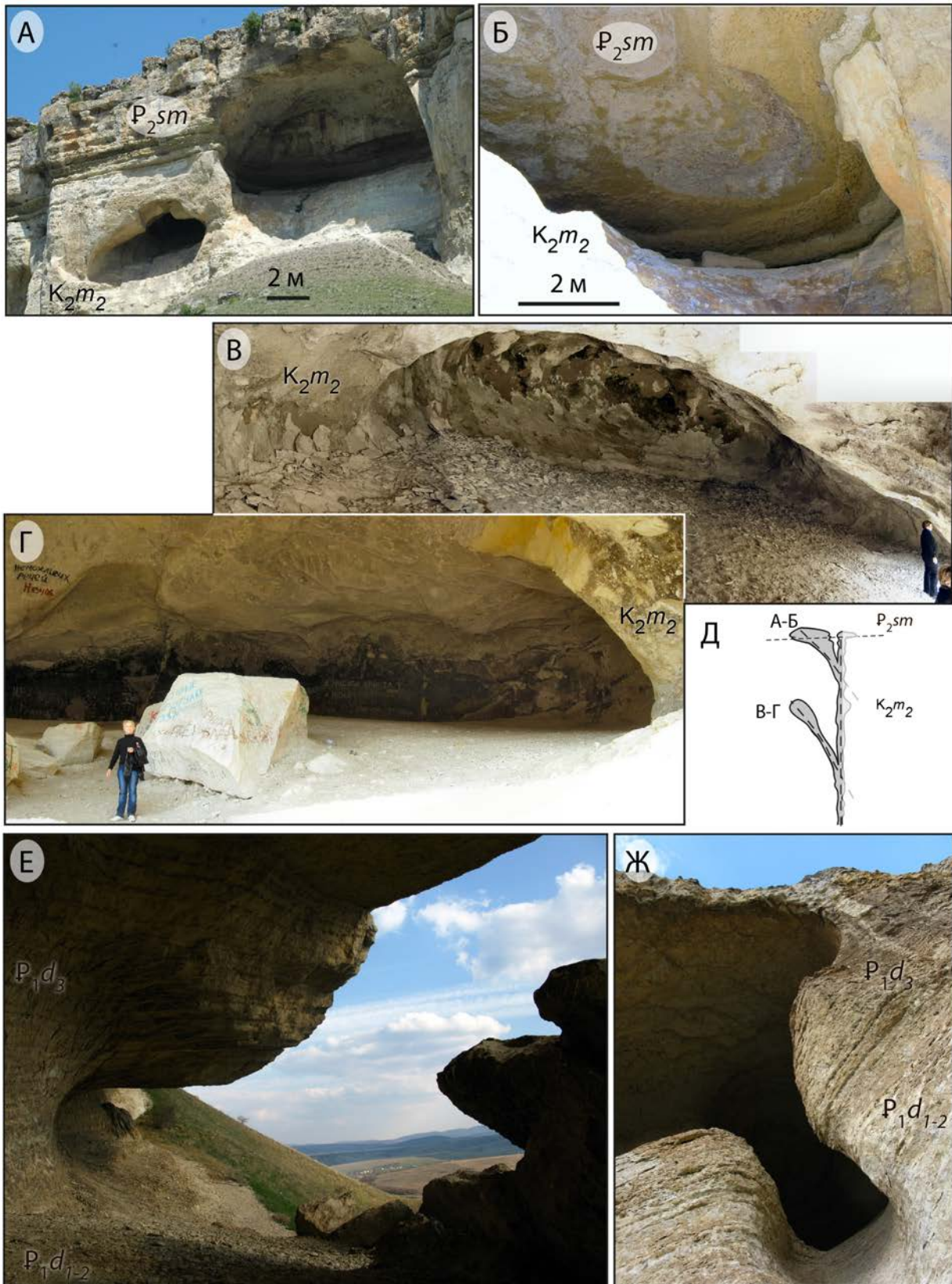


Рис. 17. Крупные уплощенные камеры (ныне - вскрытые обрывом гроты) в маастрихтских мергелях массива Ак-Кая (А-Г) и слоистых глинистых известняках датского яруса палеоцена массива Бор-Кая (Е-Ж). А-Б = камеры на пересечении крутонаклонных трещинно-карстовых каналов с контактом маастрихта и эоцена. Своды камер (гроты) выработаны в эоценовых известняках. В-Г = камеры на верхнем слепом окончании крутонаклонных трещинно-карстовых каналов в мергельной толще. Структурная и стратиграфическая приуроченность камер этих двух типов показана на Д. Е-Г = камеры на пересечении крутонаклонных трещинно-карстовых каналов с контактом среднего и верхнего дата. На фотографиях видна скульптурная морфология камер, с подводщими каналами, нишами, куполами и потолочными каналами, характерная для гипогенных полостей. Стратиграфические индексы - как на рис. 3.

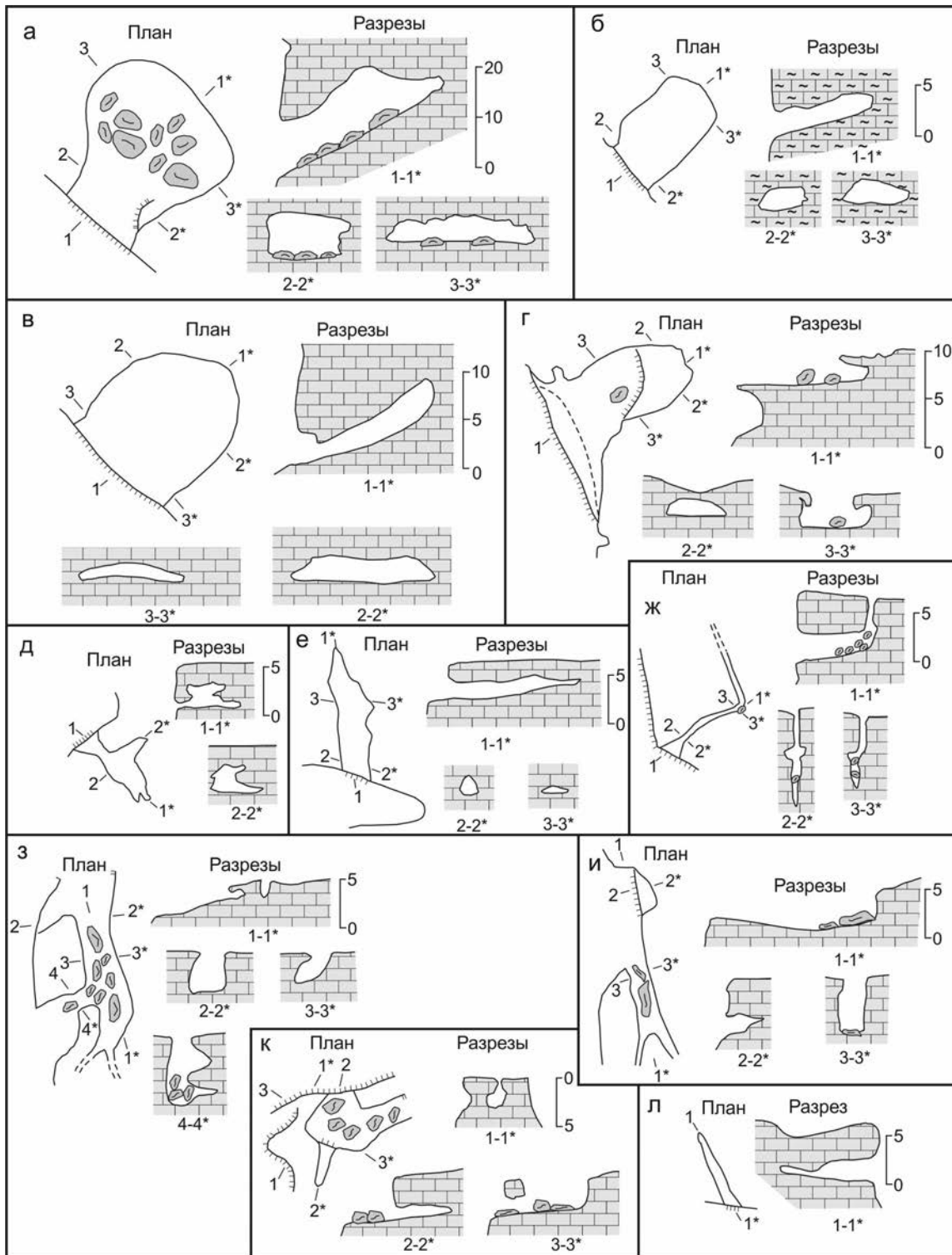


Рис. 18. Планы и разрезы карстовых полостей участка Ак-Кая (по В.П. Душевскому): а-к – пещеры с кадастровыми номерами 470-1 – 470-10.

вскрытием вытянутого кластера камер такого типа. Фотографии А и Б этого рисунка показывают реликты таких камер в виде ниш в останцовых скальных выступах на структурной поверхности массива, где вскрытие интервала широкого развития стратиформных камер происходило общим денудационным снижением поверхности.

Многие камеры (гrotты) образованы по пересечениям гидростратиграфических элементов повышенной

проницаемости (контактов, слоев) не субвертикальными каналами-рифтами, а крутонаклонными трещинами. Такие трещины и выработанные по ним камеры-гrotты с наклонным полом широко представлены как в юго-западном, так и в восточном секторах Внутренней гряды, в частности – в обрывах Ак-Кай и Бор-Кай (рис. 17, 18 а-в). Если свод не нарушен гравитацией и сохраняет морфологию исходной камеры, то он имеет в целом тот же наклон (рис. 17 В), однако в

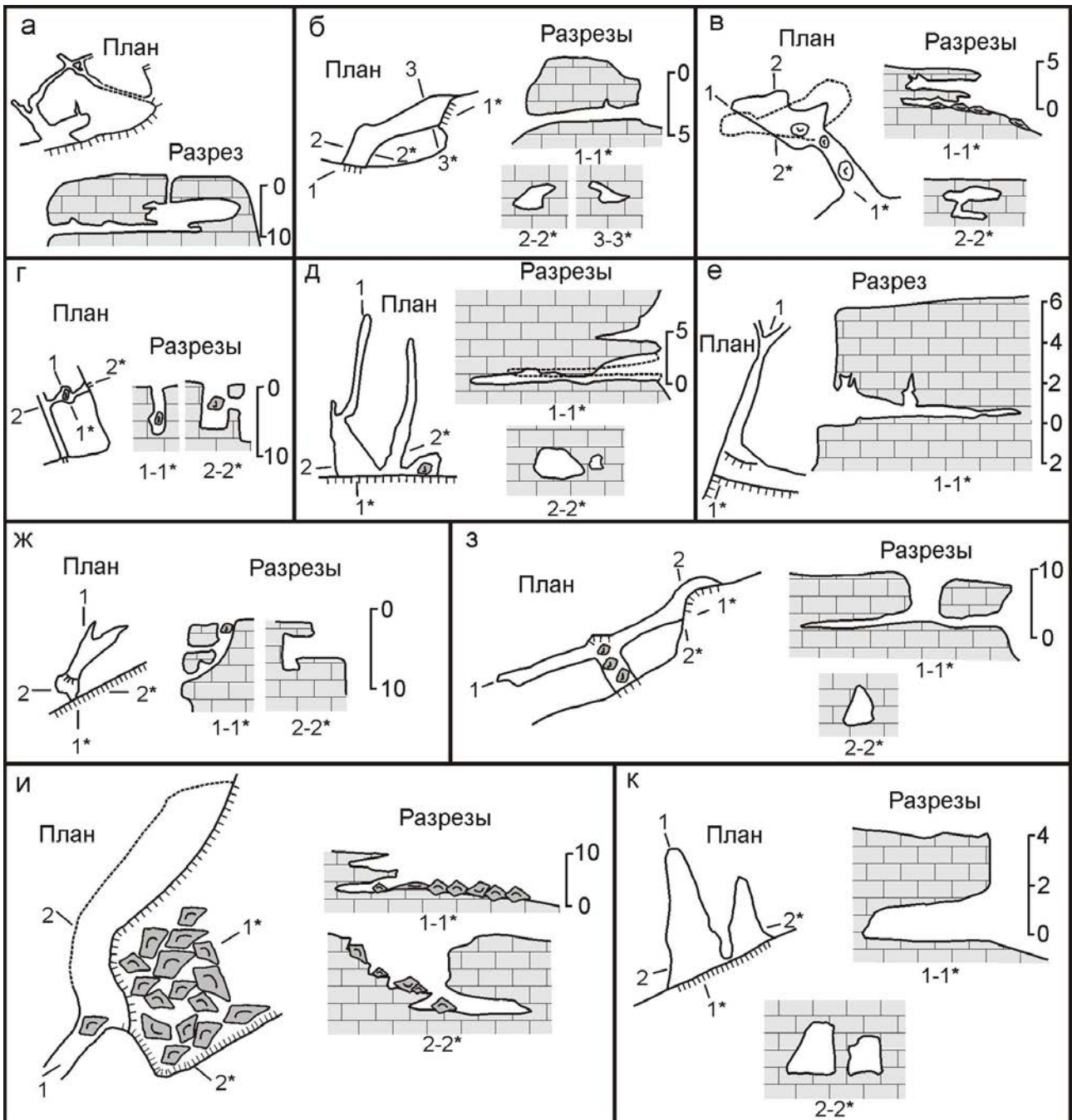


Рис. 19. Планы и разрезы карстовых полостей скалы Сарак-Кая (по В.П. Душевскому): а-з – пещеры с кадастровыми номерами 482-1-8, и-л – 483-1-3.

верхнем замыкании таких камер практически всегда наблюдаются напорно-конвекционные купола. Вблизи обрыва такие гроты часто широко раскрываются за счет гравитационного обрушения свода в перемычке между обрывом и тыловой частью (рис. 17 А). Верхние тыловые части гротов этого типа могут оставаться наклонными (рис. 17 В и Г), если выработаны по слепым верхним замыканиям наклонных трещин, или иметь горизонтальную площадку в тылу, если направляющие трещины пересекают водообильный гидростратиграфический уровень (рис. 17, А и Б). Эти взаимоотношения дополнительно проиллюстрированы на рис. 17 Д.

Камеры более сложной морфологии, или серии близрасположенных камер с примыкающими к ним субгоризонтальными ходами и более мелкими каналами-притоками по напластованию, характерны для эоценовой толщи и широко представлены в секторе Литвиненково – Русаковка – Сарак-Кая (рис. 19). В таких полостях всегда определяются одна или несколько субвертикальных трещин, контролирующих их заложение, а во многих заметны рифтообразные формы в нижних частях, обычно скрытые заполнителем. Стены и своды таких пещер всегда демонстрируют классический комплекс форм гипогенных полостей, демонстрирующих действие локальных ячеек свободной конвекции в общем восходящем потоке: сферические

ниши-карманы, восходящие стенные каналы, купола и вертикальные трубы в сводах, свисающие со сводов скульптурные скальные выступы – остатки растворенных межполостных целиков (скальные подвески - пendants). При вскрытии обрывами не зальных форм, а ходов-перемычек или расширений в профиле или на верхних замыканиях каналов-рифтов, они выглядят как типичные пещерные каналы (рис. 14 Б, Е, Ж и З). Часто пещерные каналы также вскрываются сверху, в прибровочной полосе куэст, отверстиями по потолочным куполам и вертикальным трубам, или по главной потолочной трещине.

К отдельным слоям часто приурочены многочисленные округлые восходящие каналы с размерами поперечников до нескольких дециметров (рис. 15 К, Л и М), иногда образующие объемные лабиринты. Такие каналы являются перемычками между смежными рифтовыми каналами, или между ними и близрасположенными проницаемыми плоскостями напластования (стратиформными каналами). В слоистых сериях, где перемежаются пористые хорошо проницаемые прослои и прослой более плотных известняков, малые округлые каналы часто развиты поперек последних, обеспечивая гидравлическую связь между проницаемыми слоями и единство неоднородного водоносного комплекса. На рис. 9 Г показан пример такой ситуации, где каналы обозначены стрелками.

Формы прибровочных участков и структурных поверхностей куэст

Общее денудационное снижение структурных поверхностей куэстовых массивов, при приближении к уровню развития камер, вызывает вскрытие последних сверху путем провалов сводовых пролетов. Этот процесс обычно начинается с прибровочных участков обрывов, где в массиве существуют гипогенные карстовые полости и где уровень денудационного среза максимальный. Вскрытие с поверхности поперечно-ориентированных к обрыву полостей обуславливает формирование характерных карстовых кулуаров в прибровочных участках, которые резко вдаются в структурную поверхность на расстояние от 5-10 до 100 м. На рис. 20 А-В показаны примеры таких кулуаров в массивах восточной части Внутренней гряды на космоснимках. Кулуары, заложенные провалом крупных камер по субвертикальным каналам-рифтам, обычно имеют резкие плановые контуры и отвесные стены, в том числе и в верхнем замыкании, а под навесами бронирующего слоя располагаются ниши и гроты (рис. 20 Д, Е, Л). Если в прибровочной части плато залегают мелкослоистые породы, контуры кулуаров сглаживаются денудацией (рис. 20 И). В местах развития стратиформных камер по трещинным коридорам и кластерам, простирающимся от прибровочных участков во внутренние участки куэстового массива, кулуар может развиваться вглубь плато на расстояние до нескольких сотен метров, достигая размеров и морфологии относительно крупной долины с обрывистыми скальными склонами и слепым межкообразным замыканием, изобилующими нишами и гротами. Ярким примером

такой карстовой долины является долина Красная на массиве Ак-Кая (рис. 20 В, Г). Ее днище остается высоко подвешенным по отношению к близлежащей главной долине Биюк-Карасу (на отметках чуть ниже уровня подошвы интервала вскрытых камер), что свидетельствует об относительно недавнем формировании этой долины и слабой эрозионной модификации.

Кулуары, образованные по отдельным субвертикальным каналам-рифтам, имеют в плане (на плато) узкую удлиненную форму (рис. 8 В, Г), Крупный сложный кулуар, разделяющий массив Ак-Кая и следующий к востоку безымянный массив, связан с серией крупных параллельных рифтовых каналов в маастрихтской толще (рис. 20 Ж, З). Толща палеогеновых известняков над ними полностью разрушена ввиду сильной закарстованности. На простирации этих рифтовых каналов в сторону плато имеется крупное линейное понижение, трассирующее поперечную закарстованную зону.

Дальнейшее геоморфологическое развитие карстовых кулуаров и слепых долин зависит от вовлечения механизма флювиальной эрозии. При перехвате этими формами сосредоточенного поверхностного стока, они могут развиваться в крупные долины, постепенно теряя карстовый облик.

На структурной поверхности массива Ак-Кая имеются останцовые скальные выступы с многочисленными нишами - реликтами уплощенных стратиформных камер (рис. 16, А-Б). Это указывает на роль провального вскрытия гипогенных полостей в денудационном снижении поверхности на этом участке, где близко к поверхности находился уровень интенсивного развития уплощенных камер. На смежном участке этот уровень вскрыт лишь локально долиной Красной, в бортах которой он выражен многочисленными нишами и гротами (рис. 16, В-Г).

Проявления эпигенного карста в современных геоморфологических условиях крайне незначительны. На обнаженных поверхностях эоценовых известняков в прибровочной полосе и в глубине структурного склона куэст (последние довольно обширны на массивах Ак-Кая и Аджилар) наблюдаются формы современного растворения типа каменец (локализованных углублений диаметром 0,1 – 1,0 м и глубиной до 20 см), бороздчатых и структурных карров и отдельных желобов стока. При перехвате тальвегов вскрытыми гипогенными камерами, в них наблюдаются небольшие периодические источники и зоны увлажнения в тыловых частях, а также туфообразные кальцитовые образования. Плоскостной сток по субвертикальным поверхностям обрывов ведет к сглаживанию и уничтожению экспонированных гипогенных форм, попадающих в области его действия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Восточно-Крымском Предгорье выявлен и охарактеризован комплекс ныне реликтовых карстопроявлений гипогенного происхождения, исследование которых позволяет реконструировать структуру и функционирование исходных гипогенных карстово-полостных систем в данных геологических и

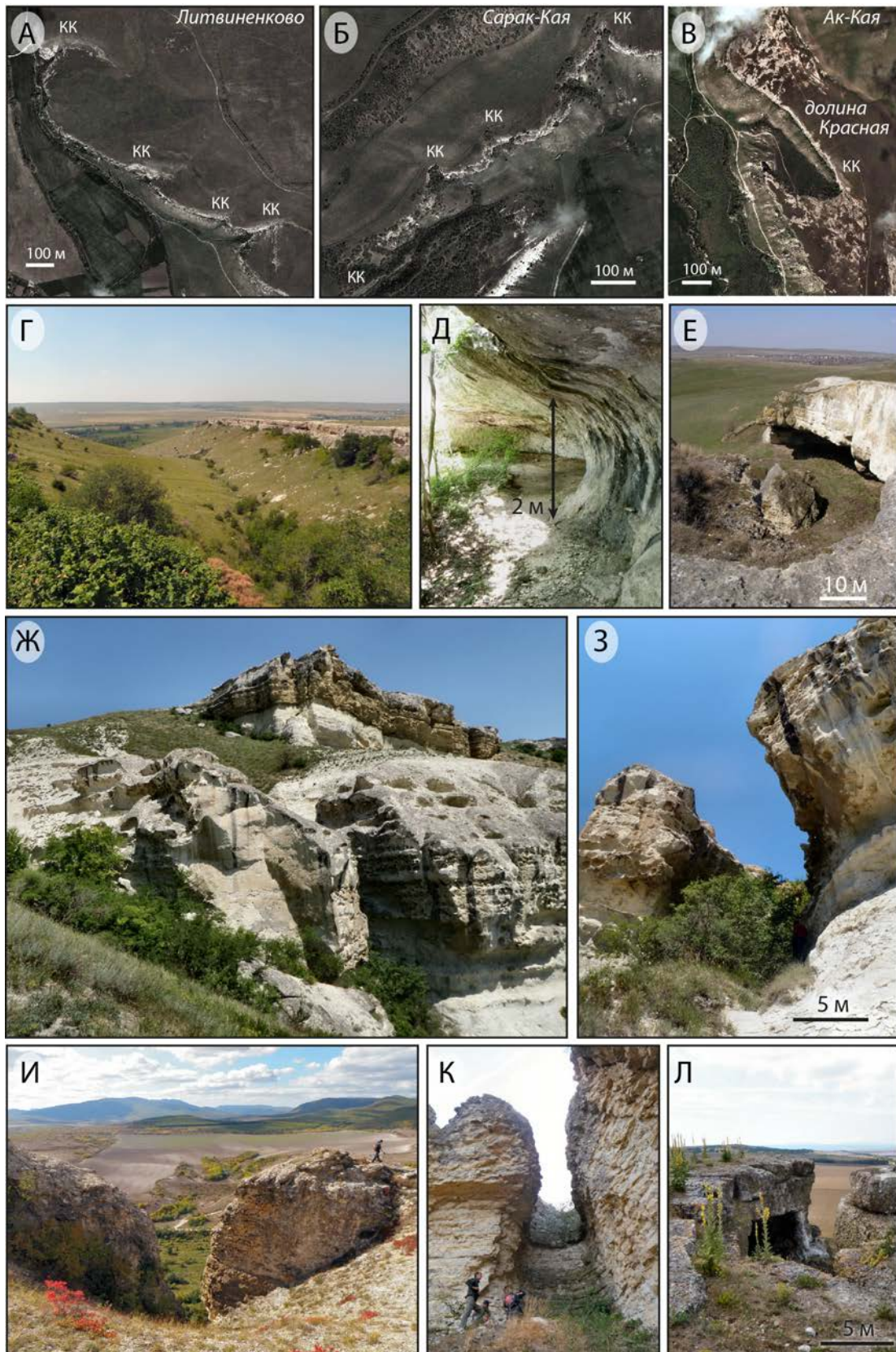


Рис. 20. Кулуары и мешкообразные долины в прибровочной части куэстовых обрывов, формирующиеся вскрытием карстовых полостей. А-В = космоснимки участков с фрагментами куэстовых обрывов и кулуаров (КК = карстовый кулуар). На В и Г показан крупный кулуар - долина Красная, диагонально расчленяющая массив Ак-Кая, с многочисленными камерами-гrotами в бортах; Д = крупная ниша в мешкообразном замыкании долины Красной; Ж и З = кулуары по крупным трещиннообразным каналам в маастрихтских мергелях. Крупное понижение в гребне куэсты слева сверху на фото Ж продолжается линейно на структурном склоне куэсты. Е, И, К и Л = типичные примеры кулуаров в бровке куэсты: Е = Ак-Кая; И-К = Бор-Кая; Л = Айлянма-Кая.

гидрогеологических условиях, а также характер и историю изменений гидрогеологических условий в районе, вызванных геодинамическими процессами, развитием рельефа и раскрытием различных по проницаемости и закарстованности толщ.

Происхождение, функционирование и эволюция карстовых систем восточного Предгорья

Движение подземных вод верхнего структурного яруса в районе исследований в целом осуществляется от внешней краевой области питания в Горном Крыму в сторону Равнинного Крыма по различным горизонтам мощной слоистой толщи меловых и палеогеновых отложений разной проницаемости и карстуемости. Локально-линейные зоны интенсивной трещиноватости (трещинные коридоры и кластеры) в надсутурной области, связанные с активизацией мезозойских надвигов и образованием сбросов в кайнозой, контролировали локализацию краевой зоны разгрузки моноклинального склона бассейна и участков интенсивного вертикального взаимодействия горизонтов. Восходящая разгрузка вод глубокой геогидродинамической системы и перетоки межпластовых горизонтов по таким участкам в области современной Южной продольной депрессии обуславливали развитие тут сквозьформационных каналово-полостных структур гипогенного спелеогенеза типа рифтов, денудационному расчленению и гидрогеологическому раскрытию системы пластовых напорных горизонтов Восточно-Крымского Предгорья.

Особую роль в формировании восходящих потоков сыграла субширотно вытянутая Предгорная сутура, геодинамическая активность которой обусловила формирование зон трещиноватости в верхнем структурном ярусе, а меланж которой явился своеобразным барражем для движущихся к северу глубоких потоков межпластовых вод. Подходя к слабопроницаемым микститам коллизионного шва, поток подземных вод по глубоким горизонтам вынужден был восходить по оперяющим сутурную зону с юга параллельным разрывам и трещинным коридорам. Эти участки были наиболее интенсивно закарстованы и структурно предопределили положение Южной продольной депрессии и будущего круглого уступа куэсты Внутренней гряды (скалы Большая и Малая Сарак-Кая, Джиркуба, Бор-Кая). На более поздних этапах восходящая разгрузка и гипогенный спелеогенез наиболее интенсивно происходили в местах пересечения присутурных разрывов крупными плиоцен-четвертичными сбросами субмеридионального направления, что обеспечило заложение «долин прорыва» Бюк-Карасу и Кучук-Карасу через Внутреннюю грядку и последующее обособление в рельефе массивов Ак-Кая и Айлянма-Кая.

В интервалах пересечения межпластовых водоносных горизонтов сквозьформационными трещинно-карстовыми каналами, на уровень верхнеюрских и палеоценовых карбонатных отложений поступали воды с повышенным содержанием углекислоты и сероводорода глубинного происхождения, смешивание которых с водами

более мелких пластовых горизонтов обуславливало формирование стратиформных расширений в каналах-рифтах, уплощенных и изоморфных камер, а также подчиненных каналово-полостных форм. Взаимодействие глубинных флюидов с породами выражалось также в формировании пристеночной зоны петрографического и геохимического изменения (алтерита).

Гипогенный спелеогенез в условиях сквозьформационных перетоков в пластовой системе водоносных горизонтов создал комплекс морфологически разнообразных, но функционально взаимосвязанных карстовых полостей в толще маастрихтских отложений, на их контакте с вышележащими толщами палеогеновых отложений и по внутренним контактам и прослоям в последних. Весь спектр этих форм разной степени сохранности ныне экспонирован в главных и поперечных обрывах Внутренней гряды, где они являются реликтовыми. Аналогичные гипогенные каналово-полостные структуры, до сих пор активные, существуют к северу от Внутренней гряды, где породы верхнего мела и палеогена погружены по падению, а в верхней части разреза присутствуют также карбонатные породы неогенового возраста. Тут по гипогенным карстовым структурам происходит заложение долин и склонов в еще слабовыраженной Внешней гряде.

Эволюция карста и геоморфогенез

Анализ характеристик закарстованности, а также геолого-геоморфологических и гидрогеологических условий изучаемого района позволяет уточнить и детализировать намеченную ранее (Амеличев, 2008; Климчук и др., 2009) схему региональной геоморфологической и гидрогеологической эволюции и этапов развития гипогенного карста Предгорного Крыма.

Условия для развития гипогенных карстовых систем, охватывающих кайнозойские отложения нынешнего Предгорья, сформировались при выводе территории в континентальные условия после периода олигоцен-миоценового морского осадконакопления, с началом инфильтрационного промыва бассейна, развития рельефа и формированием миоценовой поверхности выравнивания. В сармате территория была втянута в поднятия, в результате которых усилилась дифференциация рельефа в краевой части пра-Белогорского артезианского бассейна (структура 2-го порядка в составе Причерноморского бассейна) и оформился его моноклинальный склон. Денудационная часть миоценовой поверхности выравнивания простиралась от предгорий до линии Главной гряды (Лысенко, 1976), где формировалась раскрытая краевая область питания палеобассейна. Аккумулятивная часть располагалась на месте нынешнего предгорья и Индольской впадины. Судя по залегающим здесь коррелятным денудационной поверхности отложениям, в состав разрушающейся возвышенной части моноклинали входили известняки, мергели, песчаники и глины палеогенового и мелового возраста. В этой слоистой толще пород переменной в разрезе проницаемости, относительно спокойно залегающей и простирающейся с юга на север на

расстояние более 30 км с перепадом высот около 300 м, формировались латеральные потоки напорных межпластовых вод.

Этапы освобождения Главной гряды от мел-палеогенового покрова частично освещены в работе Н.И. Лысенко (2002). В послесарматское время в связи с поднятиями Горного Крыма, оживлением надвигов Предгорной сутурной зоны, формированием поперечных постмиоценовых сбросов (Душевский, Лысенко, 1978), в породах верхнего структурного яруса возникают трещинные коридоры и кластеры. Наряду с продолжающимся раскрытием краевой области питания, это вызвало интенсификацию водообменных процессов в напорной системе артезианского склона пра-Белогорского бассейна и увеличение восходящей разгрузки в присутурной зоне, особенно в тектонических узлах надвиговых и сбросовых разрывов. По таким разрывам и связанным с ними трещинным зонам в верхнюю часть разреза поступали глубинные флюиды, взаимодействие которых с латеральными межпластовыми потоками обуславливало гипогенный спелеогенез. В ходе дальнейшего денудационного раскрытия верхней части разреза, здесь первоначально локализуются очаги разгрузки подземных вод на поверхность, что усиливает эрозию. В связи с этим активизируется развитие консеквентных речных долин, в частности Биюк-Карасу (участок г. Ак-Кая) и Кучук-карасу (г. Айлянма-Кая). Менее мощные источники краевой области разгрузки артезианского бассейна, связанные с восходящим сквозьформационным потоком по субширотным и диагональным разрывам и трещинным зонам вдоль меланжа Предгорной сутуры, стимулируют эрозионное развитие субсеквентных притоков и Южной продольной депрессии. Денудационное разрушение слабопроницаемых толщ в верхней части разреза, в частности майкопских глин, вызвало усиление восходящей разгрузки и циркуляции подземных вод. Этот период в течение плиоцена следует считать временем наиболее интенсивного развития гипогенных каналово-полостных систем в разновозрастных карбонатных породах слоистой толщи верхнего структурного яруса.

В начале плейстоцена, когда альпийский орогенез достиг своего максимума, предгорная часть палеобассейна окончательно превращается из области аккумуляции в область размыва (Душевский, 1987). Область питания артезианского бассейна, соответствующая Главной гряде и ее северному склону, стремительно расчленяется под действием эрозии, гравитации, физического выветривания. Время и темпы денудационного раскрытия, препарирования и эрозионного расчленения отдельных карбонатных толщ и слоев (т.е. приобретение районом куэстового облика), вероятно, отличались для различных секторов Предгорья. В связи с выявлением гипогенного происхождения карстовых полостей в Предгорье и наличием в них датированных отложений кальцита разных генераций (фреатической и вадозной) появилась возможность возрастной привязки ключевых этапов гидрогеологического и геоморфологического раскрытия кайнозойской слоистой толщи. Пока эта возможность реализована для крайнего юго-западного сектора, где формирование палеоценовой куэсты

связывается с концом среднего плейстоцена (Климчук и др., 2011). Следует отметить, что в восточном секторе Предгорья процесс раскрытия и экспонирования эоценовых и палеоценовых известняков и гипогенных карстовых систем в них еще не закончен. Местами структурный склон еще перекрыт майкопскими глинами и сарматскими известняками, Северная продольная депрессия и Внешняя гряда выражены в рельефе лишь фрагментарно. В секторах, где Внутренняя гряда хорошо выражена, отступление обрывистых склонов посредством отседания и опрокидывания блоков обуславливает вывод реликтовых гипогенных каналово-полостных структур в обрывы и экспонирование разнообразного морфологического комплекса карстопроявлений.

Таким образом, развитие структур гипогенного карста явилось важнейшей предпосылкой расчленения исходного моноклинального склона Горного Крыма и одним из основных факторов регионального геоморфогенеза. Заложение долин и куэстовых обрывов контролировалось положением и ориентировкой трещинно-карстовых зон в мел-палеогеновой толще, т.е. долины имеют тектоно-карстовое происхождение. Морфология обрывов определяется раскрытием субвертикальных трещинно-карстовых каналов и связанных с ними полостных форм.

В эволюции водообменной системы, гипогенного карста и рельефа Восточного Предгорья можно выделить такие этапы: 1) *миоцен*: формирование инфильтрационной системы и условий моноклинального артезианского склона, заложение гипогенных каналово-полостных систем; 2) *конец миоцена – плиоцен – ранний плейстоцен*: раскрытие краевой области питания и части артезианского склона, усиление разгрузки в предгорной области, активизация водообмена и гипогенного спелеогенеза; 3) *ранний плейстоцен – голоцен*: раскрытие и расчленение слоистой системы межпластовых напорных горизонтов, формирование куэстового рельефа и дренирование палеоценовых известняков в приборочной полосе, переход карстовых систем в реликтовое состояние и их экзогеодинамическое моделирование.

ЛИТЕРАТУРА

- Амеличев Г.Н. О возрасте и эволюции гипогенного карстообразования в Предгорном Крыму // Крымские карстовые чтения: состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований. – Симферополь, 2008. – С.17-18.
- 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. – 2011. – № 7. – С. 52-64.
- Блага Н.Н., Попов А.В. Некоторые аспекты морфогенеза гротов и скальных навесов Внутренней гряды Крымских гор // Культура народов Причерноморья. – 2009. – № 155. – С. 7-9.
- Вахрушев Б.А. Районирование карста Крымского полуострова // Спелеология и карстология. – 2009. – №3. – С.39-46.
- Геология СССР. Т. 8. Крым. – М.: Недра, 1969. – 575 с.
- Гидрогеология СССР. Т.8. Крым. – М.: Недра, 1970. – 364 с.
- Горбач Л.П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма. – М.: Недра, 1972. – 152 с.

- Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеологии карста Альпийской складчатой области юга СССР. – М.: Наука, 1984. – 128 с.
- Дублянский В.Н., Ломаев А.А. Карстовые пещеры Украины. – Киев: Наукова думка, 1980. – 180 с.
- Душевский В. П. Спелеологическая изученность Предгорно-Крымской карстовой области // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер. – Киев, 1987. – С. 76-77.
- Душевский В.П. Определение скоростей развития гротов по археологическим данным // Proc. of the 10 Intern. Speleol. Congr. – Budapest, 1989. – P. 443-444.
- Душевский В.П., Ключкин А.А., Солдатов Ю.В. Условия и скорость роста денудационных полостей в обрывах куэст Крыма // Карст Средней Азии и горных стран. – Ташкент, 1979. – С.49-50.
- Душевский В.П., Ключкин А.А., Толстых Е.А. О скорости денудации верхнемеловых мергелей и современном формировании рельефа Внутренней куэсты Крымских гор // Динамика природы и проблемы освоения территории Крыма. – Ленинград, 1974. – С.24-29.
- Душевский В.П., Кузнецов А.Г. Особенности развития карста в низкогорных областях куэстового рельефа // Изучение и использование карста Западного Кавказа. – Сочи, 1991. – С.9-12.
- Душевский В. П., Лысенко Н. И. Возраст разрывных нарушений восточно-крымского предгорья // Бюлл. МОИП, отд. геологии. – Т.53(1), 1978. – С.51-53.
- Душевский В.П., Подгородецкий П.Д. Микроклиматические особенности формирования пещер Предгорного Крыма // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер. – Киев, 1987. – С. 53-54.
- Климчук А.Б. Эволюционная типология карста // Спелеология и карстология. – 2010. №4. – С. 23-32.
- Климчук А.Б., Амеличев Г.Н., Тимохина Е.И. Карстопоявление юго-западной части Предгорного Крыма с позиций теории гипогенного спелеогенеза // Спелеология и карстология. – 2009. – № 2. – С. 35-53.
- Климчук А.Б., Тимохина Е.И. Морфогенетический анализ пещеры Таврская (Внутренняя гряда Предгорного Крыма) // Спелеология и карстология - № 6. – Симферополь. – 2011. С. 36-52.
- Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Штаубвассер М. U/Th датирование спелеотем карстовых полостей юго-западной части Внутренней гряды Горного Крыма и определение возраста и динамики развития рельефа // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С.29-39.
- Лыгина Е.А. Датская и эоценовая карбонатные платформы Крыма: строение и условия формирования. – Автореф. канд. дисс. – М.: МГУ, 2010. – 24 с.
- Лысенко Н.И. Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму // Геоморфология. – 1976. – №1. – С. 86-90.
- Лысенко Н.И. О новой находке отложений нижнего мела на Крымской яйле // Природа. – 2002. – №1. – С. 2-4.
- Национальный атлас Украины. – Київ: ДНВП Картографія, 2008. – 440 с.
- Никонов А.А. Обрушение навесов и ниш: опыт исследований в Крыму // Геоморфология. – 1996. – №4. – С. 65-74.
- Подгородецкий П.Д. Крым: природа. – Симферополь: Таврия, 1988. – 192 с.
- Подгородецкий П.Д., Душевский В.П. Использование археологических данных для определения скорости отступления известняковых обрывов в Предгорном Крыму // Геоморфология. – 1974. – №3. – С. 87-93.
- Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Терминология карста. – М.: Наука, 1991. – 274 с.
- Тимохина Е.И., Климчук А.Б., Амеличев Г.Н. Геоморфология и спелеогенез крайней юго-западной части эоценовой куэсты Внутренней гряды Горного Крыма // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С. 40-51.
- Юдин В.В. Геодинамика Крыма. – Симферополь: ДиАйПи, 2011. – 336 с.
- Bush I. An Integrated approach to fracture characterisation // Oil Review Middle East. – 2010. – 2. – P. 88-91.
- Dreybrodt W. On feasibility of condensation processes in caves // Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers. – 2003. – 1(2). – Режим доступа к журн.: <http://www.speleogenesis.info/directory/karstbase/publication.php?id=4468>
- Klimchouk A. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. National Cave and Karst Research Institute. Special Paper № 1. – Carlsbad, 2007. – 106 pp.
- Klimchouk A. Speleogenesis, Hypogenic // Encyclopedia of Caves. – Chennai, 2012. – P. 748-765.
- Klimchouk A.B., Tymokhina E.I., Amelichev G.N. Speleogenetic effects of interaction between deeply derived fracture-conduit flow and intrastatal matrix flow in hypogene karst settings. International Journal of Speleology. – 2012. – 41 (2). – P. 161-179. <http://dx.doi.org/10.5038/1827-806X.41.2.4>
- Lismonde B. Limestone wall retreat in a ceiling cupola controlled by hydrothermal degassing with wall condensation (Szunyogh model) (Comments to Wolfgang Dreybrodt remark. On feasibility of condensation processes in caves // Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers. – 2003. – 1(4). – Режим доступа к журн.: <http://www.speleogenesis.info/directory/karstbase/publication.php?id=4478>
- Osborne R.A.L. The world's oldest caves: - how did they survive and what can they tell us? // Time in Karst. – Postojna, Slovenia, 2007. – P. 133-142.
- Questiaux J.-M., Couples G.D., Nicolas R. Fractured reservoirs with fracture corridors // Geophysical Prospecting. – 2010. – 58. – P. 279-295.
- Singh S.K. et al. Mapping fracture corridors in naturally fractured reservoirs: an example from Middle East carbonates // First Break. – 2008. – 26. – P. 109-113.