

Таврический национальный университет им. В.И. Вернадского

На правах рукописи

Тимохина Елизавета Игоревна

СПЕЛЕОГЕНЕЗ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА
И ЕГО ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Специальность 25.00.25 – геоморфология и эволюционная география

Диссертация на получение научной степени
кандидата географических наук

Научный руководитель
Вахрушев Борис Александрович
доктор географических наук,
профессор

Симферополь – 2014

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
РАЗДЕЛ 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА.....	11
1.1. Основные этапы изучения и освоения карстовых полостей.....	11
1.2. Состояние проблемы генезиса карстопроявлений.....	13
Выводы.....	20
РАЗДЕЛ 2. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ СПЕЛЕОГЕНЕЗА.....	21
2.1. Понятие о спелеогенезе и его генетических типах.....	21
2.2. Методология и методика спелеогенетического анализа.....	25
Выводы	35
РАЗДЕЛ 3. УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА.....	36
3.1. Физико-географические факторы.....	36
3.2. Геологические факторы.....	43
3.3. Геоморфологические факторы.....	54
3.4. Гидрогеологические факторы.....	58
3.5. Анализ условий развития карста.....	62
Выводы	68
РАЗДЕЛ 4. ХАРАКТЕРИСТИКА И СПЕЛЕОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА.....	70
4.1. Морфогенетический анализ крупных карстовых полостей.....	70
4.2. Карстопроявления в обрывах куэст как элементы реликтовых карстовых гипогенных каналово-полостных систем.....	80
4.3. Литостратиграфическая приуроченность элементов карстовых каналово-полостных систем в разрезе.....	89

4.4. Географическое распространение форм гипогенного карста.....	95
Выводы.....	123
РАЗДЕЛ 5. Анализ вторичных отложений карстовых полостей и пристеночных изменений пород для палеогеографических реконструкций.....	124
5.1. Типы и распространение отложений.....	124
5.2. Минералогические исследования.....	126
5.3. Датирование вторичного кальцита методами абсолютной геохронологии.....	128
5.4. Газовый состав флюидных включений во вторичном кальците полостей.....	129
5.5. Изотопный состав углерода и кислорода породы в пристеночной зоне карстовых каналов.....	132
Выводы	140
РАЗДЕЛ 6. КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ СПЕЛЕОГЕНЕЗА И ЕГО РОЛЬ В ГЕОМОРФОГЕНЕЗЕ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА.....	142
6.1. Концептуальная модель происхождения карстовых полостей.....	142
6.2. Основные этапы развития карстовых полостей.....	145
6.3. Роль спелеогенеза в геоморфологическом развитии Внутренней гряды.....	154
Выводы.....	157
Заключение.....	159
Список сокращений и условных обозначений.....	162
Список использованной литературы.....	163
ПРИЛОЖЕНИЕ А Карстолого-геоморфологическая карта Юго-Западного района Внутренней гряды Горного Крыма.....	194

ПРИЛОЖЕНИЕ Б Морфогенетический анализ крупных карстовых полостей.....	202
ПРИЛОЖЕНИЕ В Физико-географические факторы развития карста..	212
ПРИЛОЖЕНИЕ Г Карстопроявления в обрывах и прибрежных участках куэст.....	216
ПРИЛОЖЕНИЕ Д Розы-диаграммы трещиноватости.....	227
ПРИЛОЖЕНИЕ Е Морфогенетический анализ гротов со сквозными отверстиями.....	230
ПРИЛОЖЕНИЕ Ж Результаты исследований газового состава флюидных включений во вторичном кальците полостей.....	233
ПРИЛОЖЕНИЕ И Результаты исследований изотопного состава углерода и кислорода породы в пристеночной зоне карстовых каналов.....	235

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Внутренняя гряда, одна из трёх гряд Горного Крыма, представляет собой куэстовую моноклираль, сложенную карстующимися палеоценовыми и эоценовыми известняками. В пределах Горного Крыма карст изучен неравномерно. Основное внимание уделялось его изучению на территории Главной гряды, где интенсивно развивается классический (эпигенный) тип, связанный с современным поверхностным питанием. Карст в пределах Внутренней гряды считался слаборазвитым ввиду особенностей климатических и литологических условий, однако наличие здесь крупных пещер не согласуется с такими представлениями. Характеристики их структуры, морфологии и вторичных отложений не соответствуют представлениям о формировании в условиях эпигенного карста.

Обилие специфических форм в прибрежных участках и известняковых обрывах куэст Внутренней гряды определяют ее яркое геоморфологическое своеобразие. Существующие объяснения формирования компонентов такого своеобразия в рамках стандартных моделей флювиальных и денудационных рельефообразующих процессов характеризуются существенными упрощениями и с карстом ранее не связывались по причине их несоответствия концепции эпигенного карстообразования.

Теория гипогенного спелеогенеза открывает принципиально новые возможности геоморфологической и палеогеографической интерпретации упомянутых проблемных вопросов. В отличие от эпигенного, гипогенный карст развивается в закрытых и полуоткрытых гидрогеологических условиях восходящим водообменом через толщи пород различного состава, вне прямой связи с поверхностным питанием и рельефом [122; 273].

Диссертационное исследование решает взаимосвязанные теоретические проблемы выявления генезиса карста Внутренней гряды и его роли в геоморфологическом своеобразии региона. Актуальность исследования определяется тем, что оно составляет новую основу для прогноза ряда опасных

геологических процессов и для интерпретации карстопроявлений в районах со сходными геологическими и гидрогеологическими характеристиками. Кроме этого, изучение формирования и закономерностей распространения карстовых каналово-полостных систем связано с исследованием коллекторских свойств мел-палеогеновых пород, обладающих высоким потенциалом нефтегазоносности на территории Крымско-Черноморского региона.

Связь работы с научными программами, планами, темами. Работа выполнена в рамках научно-исследовательских тем Таврического национального университета им. В.И. Вернадского «Структура и функционирование гипогенных карстовых систем на примере Предгорного и Равнинного Крыма» (2010-2012 гг., гос. рег. № 0110U002248), «Разработка эволюционно-генетического подхода к прикладным проблемам карста» (2013-2014 гг., гос. рег. № 0113U000217), «Геоморфодинамика Крыма и сопредельных горно-складчатых территорий» (2011-2015 гг., гос. рег. № 0111U001802) и программы «НуроKarst» Комиссии по гидрогеологии карста и спелеогенезу Международного спелеологического Союза (UIS; 2007-2012 гг.).

Цель и задачи исследования. *Целью* исследования является выявление генезиса и структуры карстовых геосистем Внутренней гряды Горного Крыма, а также роли спелеогенеза в геоморфологическом развитии региона.

В соответствии с указанной целью были поставлены следующие основные *задачи*:

- 1) Исследовать площадное и литостратиграфическое распределение и структурно-морфологические характеристики карстовых явлений в палеоценовых и эоценовых известняках региона;
- 2) Выполнить специализированное морфогенетическое картирование крупных карстовых полостей Внутренней гряды;
- 3) Выполнить морфогенетическое картирование аструктурных склонов и пригребневых структурных участков Внутренней гряды;
- 4) Выявить морфологические и изотопно-геохимические признаки - индикаторы генезиса карстовых форм;

5) Разработать функционально-генетическую модель карстовых гипогенных каналово-полостных систем (КПС), выявить основные этапы эволюции карста региона и роль спелеогенеза в формировании его геоморфологического своеобразия.

Объектом исследования является карстовый спелеогенез Внутренней гряды Горного Крыма и созданные им формы рельефа.

Предметом исследования служат происхождение и развитие карстовых геосистем и их роль в геоморфогенезе исследуемого региона.

Методы исследования. Сбор и систематизация данных осуществлялись целенаправленным анализом литературных и фондовых материалов и выполнением большого объема личных полевых исследований. В работе использованы традиционные геоморфологические и палеогеографические методы (сравнительно-морфологический, морфографический, морфометрический, морфоструктурный, морфогенетический, историко-морфологический и др.), а также их специфические варианты, адаптированные к задачам изучения карста [23] и каналово-полостных систем [67; 117; 122]. Изучение экспонированных полостных форм осуществлялось посредством систематического геоморфологического обследования, анализа космоснимков и картирования обрывов, а также прибрежных участков куэст. Для организации и анализа пространственных данных использовались ГИС-технологии. В ходе спелеогенетического анализа осуществлялось морфогенетическое картирование крупных пещер, а также использовались методы исследования пещерных отложений и вмещающих пород (литолого-фациальные, изотопно-геохимические, минералогические, методы абсолютной геохронологии). Исследование условий заложения и распространения элементов КПС осуществлялось с привлечением данных по тектонике, стратиграфии, гидрогеологии и палеогеографии региона.

Теоретико-методологическую основу исследований составили эволюционно-генетический подход к карсту и современные представления о гипогенном спелеогенезе [120; 122; 233; 248; 267; 273].

Научная новизна полученных результатов. *Впервые* для региона

Внутренней гряды:

- установлено гипогенное происхождение всех значительных карстовых пещер;
- обосновано гипогенно-карстовое и карстообусловленное происхождение широкого спектра форм рельефа, составляющих геоморфологическое своеобразие Внутренней гряды, выявлена большая роль гипогенного спелеогенеза в региональном геоморфогенезе;
- определено время геоморфологического раскрытия гипогенных КПС и формирования палеоценовой куэсты в юго-западной части гряды;
- выявлены изменения изотопного состава пород в пристеночной зоне гипогенных карстовых каналов, которые могут служить дополнительным критерием генетической идентификации полостей и карстообусловленных форм обрывов куэст.

Усовершенствованы и детализированы:

- критерии идентификации гипогенного спелеогенеза;
- методика морфогенетического картирования карстовых полостей.

Получили дальнейшее развитие:

- представления об эволюции рельефа Предгорного Крыма.

Практическое значение полученных результатов заключается в возможности их использования для решения ряда проблем: 1) прогноза и предотвращения опасных карстопроявлений в районах развития гипогенного карста (утечка вод из водохранилищ, подтопление, образование провалов, блоковых обрушений в обрывистых склонах и т.д.); 2) повышения эффективности инженерно-геологических исследований и освоения территории под промышленное, гражданское и дорожно-транспортное строительство; 3) повышения эффективности использования туристско-рекреационного потенциала Предгорного Крыма; 4) уточнения формирования нефтегазовых мел-палеогеновых коллекторов в Крымско-Черноморском регионе.

На защиту выносятся:

- 1) обоснование гипогенного происхождения каналово-полостных систем

Внутренней гряды;

2) закономерности формирования и распространения каналово-полостных систем в палеоценовых и эоценовых известняках Внутренней гряды и концептуальная модель регионального спелеогенеза;

3) обоснование роли гипогенного спелеогенеза в развитии рельефа Внутренней гряды.

Личный вклад соискателя. В основу работы положен материал, полученный автором в результате полевых карстолого-геоморфологических исследований Внутренней гряды Горного Крыма в составе коллектива Украинского института спелеологии и карстологии Таврического национального университета им. В.И. Вернадского на протяжении 2007 – 2014 гг. Автор непосредственно принимала участие в постановке целей и планировании исследований, в разработке методики, сборе и анализе исходных материалов, а также интерпретации полученных результатов.

Апробация результатов диссертации. Основные положения и результаты исследования лично докладывались автором и обсуждались на 10 конференциях: Международной научной конференции «Крымские карстовые чтения. Состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований» (Симферополь, 2008); Международной научной конференции «Гипогенный спелеогенез и гидрогеология карста артезианских бассейнов» (Черновцы, 2009); XV Международном спелеологическом конгрессе (Kerrville, Texas, США, 2009); XVIII Международной карстологической школе (Postojna, Словения, 2010); XVIII Международной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов-2011» (Москва, 2011); Международном рабочем семинаре по гипогенным пещерам «Morphology and Speleogenesis in Deformed Strata» (Olsztyn, Польша, 2011); Международной научной конференции «Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій» (Ворохта, 2012); научной конференции «Географические и геоэкологические исследования в Украине и сопредельных территориях» (Симферополь, 2012); XI съезде Украинского географического общества «Україна: географія цілей та можливостей» (Киев, 2013); XVI

международном спелеологическом конгрессе (Brno, Чехия, 2013).

Публикации. Результаты исследований опубликованы автором в 33 научных работах общим объемом 47,18 п.л. (авт. - 21,98 п. л.). В их числе: 8 статей в рецензируемых изданиях по списку ВАК Российской Федерации (в т.ч. 2 статьи в научных изданиях, входящих в системы цитирования Web of Science и Scopus, и включенных в рецензируемые научные издания по списку ВАК РФ, и 5 статей в рецензируемых научных изданиях по списку ВАК Украины, признаваемые в качестве публикаций в рецензируемых научных изданиях в РФ согласно Постановлению Российской Федерации от 30.07.2014 г. №723); 1 монография (в соавторстве); 17 тезисов докладов конференций.

Структура и объем диссертационной работы. Диссертация состоит из введения, шести разделов, заключения, списка использованной литературы из 286 наименований и 8 приложений. Работа содержит 4 таблицы, проиллюстрирована 27 рисунками в основной части текста и 61 рисунком в составе приложений.

Благодарности. Диссертация выполнена в Украинском институте спелеологии и карстологии и на кафедре землеведения и геоморфологии Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Директору института А.Б. Климчуку автор выражает искреннюю признательность и глубокую благодарность за неоценимую помощь и критические замечания на протяжении всей работы. Автор также выражает благодарность сотруднику Института геологии и палеонтологии университета Инсбрука им. Леопольда Францена (Австрия) Ю.В. Дублянскому и ведущему сотруднику минералогического музея Таврического национального университета им. В.И. Вернадского А.И. Тищенко за предоставленные консультации и помощь в организации и проведении лабораторных исследований. Автор благодарит своих коллег Г.Н. Амеличева, С.В. Токарева, В.Г. Науменко, А.Н. Гребнева и Е.Г. Амеличева за помощь в организации полевых исследований и постоянную поддержку.

РАЗДЕЛ 1

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА ПРЕДГОРНОГО КРЫМА

1.1. Основные этапы изучения и освоения карстовых полостей

В истории освоения и изучения карста Предгорного Крыма можно выделить два этапа. Первый, донаучный, связан с непосредственным освоением и использованием человеком подземных карстовых форм (в качестве жилья, в культовых и хозяйственных целях). Гроты, в которых найдены следы пребывания древних людей, датируются периодом 100–40 тыс. лет назад (мустьерская эпоха). В раннем средневековье использование многочисленных гротов и ниш подсказало человеку способ создания искусственных пещерных сооружений. Обособленность ряда массивов глубокими долинами и их высокие обрывы обеспечивали неприступность и оборонительные возможности поселений, основанных здесь в VI-VIII в. н. э. (Инкерман, Чилтер-Мармара, Шулдан, Челтер-Коба, Эски-Кермен, Мангуп, Качи-Кальон, Чуфут-Кале, Кыз-Кермен, Тепе-Кермен, Бакла).

Начало следующего – научного - этапа положили первые работы археологов, посвященные изучению палеолитических стоянок. Среди них Волчий грот, открытый в 1879-1880 гг. К.С. Мережковским [155], Киик-Коба и Шайтан-Коба, открытые в 1924 г. Г.А. Бонч-Осмоловским [13], грот Чокурча [204] и др.

Косвенно проблемы карста затрагивались гидрогеологами при их изысканиях в Предгорье. Так, к 1916-1917 гг. относится открытие В.А. Обручевым первого в регионе минерального углекислого источника в долине реки Кача [2]. С.В. Альбов [1] упоминает о восходящих источниках с дебитом до 2-4 л/сек в засушливое время в средней части долины между Внутренней и Внешней грядами.

Дальнейшие гидрогеологические исследования носили плановый характер, связанный с широким изучением водных ресурсов Крыма. В 1947-1950 гг. Крымское геологическое отделение, позже преобразованное в Южную гидрогеологическую экспедицию Министерства геологии СССР, проводило гидрогеологическую съемку в районе предгорья Горного Крыма [45].

В 1953 г. Всесоюзным научно-исследовательским геологическим нефтяным институтом (ВНИГНИ) была организована тематическая партия под руководством Г.Х. Дикенштейна с целью проведения анализа перспектив нефтегазоносности территории полуострова. Основные работы были сосредоточены в районах степного и предгорного Крыма, относительно слабо изученных предшествующими исследователями. В работах принимали участие геологи ВНИГНИ, конторы бурения Крымнефтегазразведка, палеонтологи Московского государственного университета [41].

К этому времени относится начало специальных карстовых исследований, обозначивших новый этап в истории изучения карста Предгорья. В 1957 г. публикуется статья А.А. Щепинского [203] о карстовом колодце в окрестностях Симферополя. Появляются другие описания поверхностных и подземных карстовых форм, первый общий анализ распространения и развития которых был выполнен в работе М.Е. Кострицкого и В.И. Тереховой [140].

В 1960-х гг. осуществляются первые карстолого-геофизические исследования в Предгорно-Крымской карстовой области. Полевые комплексные исследования чаши Новоульяновского водохранилища, расположенной в известняково-мергельных отложениях верхнего мела, показали возможность глубинного избирательного закарстования при отсутствии поверхностных карстопроявлений. Закарстование выражено системами трещинно-карстовых полостей, обнаруженных геофизическими методами. В связи с этим комплекс геофизических работ был рекомендован в качестве обязательного при изысканиях на территории распространения карстующегося карбонатного верхнего мела [108].

В 1964 г. в Институте минеральных ресурсов МинГеоУССР, одновременно с исследованиями карстовой области равнинного Крыма, начато изучение карстовых полостей Предгорно-Крымской карстовой области [149].

Обзорные главы по карсту региона содержат труды «Геология СССР. Т. 8» [42] и «Гидрогеология СССР. Т. 8» [45].

Наибольшее количество работ по карсту региона принадлежит В.П.

Душевскому, детально охарактеризовавшему поверхностные и подземные карстовые формы Предгорья, их морфологические и микроклиматические особенности, влияние на хозяйственную деятельность человека и вопросы их охраны [81-92; 98-100].

Карст региона рассматривался в обобщающих работах Е.В. Львовой и В.П. Мелешина [149], В.Н. Дублянского и А.А. Ломаева [78], В.Н. Дублянского и Г.Н. Дублянской [72] и др. Изучению возраста пещер посвящена работа В.П. Душевского и Н.И. Лысенко [98]. Начиная с последней четверти XX века, появляются работы, затрагивающие вопросы генезиса карстопроявлений региона [81; 82; 84; 88; 94; 100; 101].

Продолжающиеся археологические исследования привели к открытию в 1996 г. пещеры Таврской [147], являющейся на сегодняшний день самой протяженной пещерой региона.

Современный период изучения карстовых полостей Предгорья связан с работами Украинского института спелеологии и карстологии (УИСК) при Таврическом национальном университете им. В.И. Вернадского, начатыми в 2007 г., в которых автор принимала непосредственное участие. В основу трактовки генезиса карста региона положена концепция карстообразования в гидрогеологически закрытых условиях, принципиально отличная от применявшейся ранее эпигенной [46; 48; 128-131; 190-192; 241; 252-256; 280].

1.2. Состояние проблемы генезиса карстопроявлений

Карстовые процессы и явления Внутренней гряды до недавнего времени оставались малоизученными. В литературе им уделено значительно меньше внимания, чем карсту Главной гряды [66; 75]. Карсту района и полостным формам обрывов, которые мы относим к карстовым (что не всегда полагалось упомянутыми ниже работами), посвящены публикации М.Е. Кострицкого и В.И. Тереховой [139], Е.В. Львовой и В.П. Мелешина [149], В.П. Душевского [81-83; 86-88; 91; 92], В.П. Душевского и Н.И. Лысенко [98], В.П. Душевского и П.Д.

Подгородецкого [100], В.П. Душевского и А.Г. Кузнецова [96], Н.И. Лысенко и И.А. Башкина [148], В.Н. Дублянского и А.А. Ломаева [78], В.Н. Дублянского и Г.Н. Дублянской [72], Н.Н. Благи и А.В. Попова [10] и др.

К карстопроявлениям исследователи относили поверхностные формы водораздельных пространств (карры, воронки) [82; 86; 89; 139; 149] и подземные полости. Образование последних связывалось с поглощением поверхностного стока и выводом его по каналам в долины (по схеме понор-пещера-источник), а также с расширением тектонических трещин и трещин разгрузки действием инфильтрационных и конденсационных вод [78; 81; 85; 88; 139; 149]. Такая трактовка основывалась на господствующей эпигенной концепции карста и подразумевала, что карст развивался в геоморфологических условиях, близких к современным. Слабое развитие карста считалось результатом засушливости климата, сравнительно слабой трещиноватости и небольшой мощности массивов карбонатных пород [82; 96; 134]. Это утверждение справедливо для современных условий, однако исключает возможность существования в регионе иных условий с питанием подземными водами. Проблемными вопросами этой интерпретации также являются отсутствие функционально-генетических связей пещер с поверхностными водопоглощающими формами, крайняя бедность последних (не соответствующая относительно широкому распространению пещер), несоответствие характеристик морфологии и отложений пещер их постулируемому генезису и др.

На возможное участие напорных вод в образовании карстовых полостей Внутренней гряды впервые было указано В.П. Душевским [81]. В работе В.Н. Дублянского и Г.Н. Дублянской [72], опубликованной после появления концепции спелеогенеза в артезианских условиях, обоснованной А.Б. Климчуком [126], отмечается вероятность образования ряда пещер района в условиях водонапорного комплекса.

Отдельно рассматривались полостные формы в обрывах куэст, формирование и рост которых осуществлялись за счет комплексной денудации и с карстом не связывались. В.П. Душевский выделил их в коррозионно-

денудационный класс, отнеся к нему около 60 % всех полостей Предгорно-Крымской карстовой области [88]. В работах [88; 90; 100; 101] предложены основные факторы их развития (микроклиматический; денудация тыльной части гротов и пещер; удаление продуктов выветривания под действием силы тяжести благодаря значительному наклону пола к выходу) и эволюционная схема развития таких денудационных полостей: обрыв – ниша – навес – грот – пещера. Также была проведена количественная оценка современной скорости роста таких полостей за счет десквамации [90; 101; 102]. В более поздних работах был расширен список факторов образования денудационных полостей [10]. Денудационная природа полостей объяснялась невозможностью проникновения атмосферных осадков и подземных вод, которые бы производили растворяющую работу и создавали подобные полости [102].

В ходе анализа имеющейся литературы и проведенных систематических наблюдений куэстовых обрывов были отмечены следующие дискуссионные аспекты обозначенных выше генетических трактовок [47]. Термины «грот» и «ниша» имеют морфолого-морфометрический, но не генетический смысл [184]. Ниши и гроты развиты в обнажениях карбонатных пород Внутренней гряды, находящихся в различных геоморфологических ситуациях и в обрывах разной относительной высоты и разной экспозиции, соответственно, процессы, контролируемые микроклиматическими условиями, не могут являться определяющими в образовании этих форм. Наибольшее их количество отмечается в известняках датского яруса и симферопольского регионаруса, но сходные по морфологии формы встречаются и в других литостратиграфических подразделениях. При упомянутой высокой вариабельности литологических, текстурных и структурных свойств вмещающих пород в разрезе, они весьма выдержаны по латерали в пределах отдельных слоев и пачек (по крайней мере, в локальном масштабе). Таким образом, состав и свойства пород не являются определяющими в локализации ниш и гротов, как по вертикали, так и по латерали.

Одной из характерных морфологий известняковых обрывов Внутренней

гряды являются поверхности плотно расположенных сотово-ячеистых и губчатых углублений, размером обычно 2-5 см (иногда до 10 см и более), разделенных перемычками, часто в виде тонких ребер. Такие образования называются в местной литературе каменными решетками, каменными кружевами, а также тафони. Аналогичные формы встречаются в различных регионах мира, преимущественно в карбонатных породах и песчаниках, однако вопросы их происхождения и номенклатуры остаются проблематичными. Термин «тафони» является весьма неопределенным в морфологическом отношении и применяется, помимо мелкоячеистых образований, к крупномасштабным (дециметровых и метровых размеров) округлым углублениям в скальных поверхностях обнажений. При всем разнообразии представлений о происхождении этих форм, почти все они предполагают различные вариации процесса поверхностного выветривания, что выражается в соответствующей терминологии («alveolar weathering», «honeycomb weathering», «stone lattice», «fretting» [261]).

В куэстах Внутренней гряды тафони развиты на карбонатных породах различного возраста, имеющих различные текстуры и структуры, поэтому факторы седиментационно-диагенетической неоднородности пород в их образовании не являются доминирующими, хотя и влияют на морфологию тафони. Также не проявляется никакой преимущественной приуроченности тафони к обрывам определенной экспозиции и ландшафтно-микrokлиматическим обстановкам, что не согласуется с представлениями об их образовании в условиях экспонирования под воздействием поверхностного выветривания.

Дискуссионным является генезис еще одних характерных для Внутренней гряды форм – кулуарообразных понижений в известняковых обрывах куэст, бортами которых служат выступающие полуостанцы. Расстояние между бортами может достигать 50 м, при этом поверхность между ними наклонена в сторону долины под углом 30-35°. Поперечные размеры полуостанцов варьируют от первых метров до 30-40 м. Кулуары встречаются как единично, так и сериями на протяжении сотен метров (яркий пример - левый борт долины р. Каралезка).

Обособление полуостанцов от коренного массива приводит к их

преобразованию в останцовые формы, называемые «сфинксами» и «истуканами» [103]. Денудационная природа полуостанцовых и останцовых форм является общепризнанной. Представления о предпосылках и процессах образования разделяющих их амфитеатров и отделяющих от массивов углублений в целом до недавнего времени сводились к выветриванию и флювиальной денудации [139; 142]. Ал. В. Ена и Ан. В. Ена [104] отмечают роль трещиноватости, выветривание по которой обуславливает обособление останцев. Н.Н. Блага и А.Г. Васина [11] считают, что формирование каменных «сфинксов» Крымского Предгорья предопределено сравнительно низкой противоденудационной устойчивостью нуммулитовых известняков и происходит двумя основными путями: разделением вертикальными трещинами небольшого скального массива и дальнейшим выветриванием каменных «заготовок»; развитием в надобрывной части склона густой сети флювиальных форм и перераспределением ими поверхностного стока. Однако тезис о низкой противоденудационной устойчивости нуммулитовых известняков не согласуется с локальностью форм, сопряженностью отрицательных и положительных форм и их регулярностью в сериях. Само по себе наличие вертикальных трещин не обуславливает обособление скальных останцев, что иллюстрируется наличием таких трещин во многих из них, а также отсутствием останцев на многих участках с крупными трещинами. Морфология подавляющего большинства кулуаров демонстрирует отсутствие флювиальных форм и связи с такими формами в прибровочной части куэстовых массивов.

Не находили отражения в геоморфологической литературе и требуют своего объяснения особенности морфологии долин Внутренней гряды, не согласующиеся со стандартной флювиальной моделью. К их числу относятся слепые мешкообразные замыкания в верховьях, аномальная сближенность долин в субпараллельных системах, вертикальность бортов. Напротив, признаки равномерного флювиального углубления от верховий к врезанным частям долин полностью отсутствуют, как отсутствует и сеть флювиальных притоков. Мешкообразные замыкания долин выражены резкими и глубокими уступами, они часто находятся в нескольких десятках метров от фронтального обрыва куэсты,

отделяясь плоской перемычкой, что подчеркивает отсутствие флювиальной эрозии и водосборов для нее. В нижних по макросклону куэсты частях долин они обычно не имеют флювиального продолжения и бесследно исчезают в рельефе, иногда имея обратный уклон продольного профиля. Ориентировка долин в ряде случаев диагональна или поперечна направлению падения пород и уклону поверхности. Наряду с отчетливой прямолинейностью многих участков долин, это свидетельствует о структурном контроле в их заложении.

Наряду с описанными особенностями морфологии долин на структурном склоне куэст малоизученными остаются конкретные предпосылки и механизм расчленения моноклиальной структуры гряды, а также реализация гравитационных процессов на уже сформированных крутых и обрывистых известняковых склонах куэст, проявляющихся во времени дискретно (импульсно). Наиболее изученными являются процессы, протекающие на склонах, сложенных верхнемеловыми мергелями и четвертичными делювиальными суглинками [102; 135]. Значительно меньшее число работ посвящено изучению обрывов куэст, сложенных известняками датского яруса палеоцена и симферопольского региояруса эоцена, и преобладающих тут прерывистых гравитационных процессов – обвалов и камнепадов [90; 93; 195]. Методы изучения прерывистых процессов на обрывах ограничены историко-археологическим и геолого-геоморфологическим, позволяющими судить о времени прохождения процессов по следам их протекания [195]. В опубликованных работах анализируются результаты древних исторических либо экстремальных (катастрофических) процессов [93; 134; 133].

Предпосылки и механизмы расчленения долинами и дальнейшего распада известняковых слоев определяют важнейшие аспекты современного геоморфогенеза Внутренней гряды. Проблема заложения молодых долин в куэстовых массивах обозначена выше, но она же имеет отношение и к главным долинам, к настоящему времени эволюционировавшим с существенным участием флювиальных процессов. Обрывистые склоны долин в интервале раскрытия палеоценовых и эоценовых известняков определяют четкую куэстовую

выраженность Внутренней гряды, а дальнейшее отступление обрывов приводит к обособлению останцовых массивов. Поддержание вертикальности обрывов отчетливо указывает на преобладание механизма блокового обрушения в отступании склонов, чему имеются особые предпосылки. С правильным пониманием этих предпосылок тесно связана проблема интерпретации своеобразной скульптурной морфологии известняковых обрывов гряды.

Впервые на возможное участие карстовых процессов как предпосылок в образовании и поддержании вертикальных обрывов куэсты Внутренней гряды было указано В.П. Душевским [91], однако это предположение не получило дальнейшего развития в его работах.

Рассмотренные выше проблемные вопросы демонстрируют кризис предшествующих взглядов по рассматриваемой тематике и необходимость применения принципиально новых подходов к изучению спелеогенеза Внутренней гряды и интерпретации его роли в геоморфологическом развитии региона. Предварительный анализ упомянутых особенностей позволил выдвинуть рабочую гипотезу о гипогенном спелеогенезе Внутренней гряды, принятую в настоящем исследовании. В работе обосновывается формирование каналово-полостных систем Внутренней гряды в закрытых гидрогеологических условиях напорного водоносного комплекса, в относительно низкодинамичной среде, при взаимодействии восходящих глубинных флюидов с пластовыми водами более мелкой системы стока. Далее подробно охарактеризованы свидетельства гипогенного происхождения, которые отражены в структуре, условиях заложения, морфологии и отложениях, а также в метасоматических изменениях пристеночной зоны карстовых каналов. Такая трактовка подтверждается аналогиями с характеристиками карстопроявлений ряда классических регионов гипогенного спелеогенеза, соответствием наблюдаемых особенностей карстопроявлений общей модели гипогенного спелеогенеза [122], а также соответствием региональной спелеогенетической модели особенностям геодинамической и геоморфологической истории Предгорного Крыма.

Выводы

Обзор истории изучения карста Предгорного Крыма позволил выделить несколько направлений. Самое раннее следует относить к донаучному этапу освоения карста, связанному с использованием карстовых полостей в качестве жилья, хозяйственных и культовых помещений. Археологическое направление началось во второй половине XIX века и продолжается до сих пор. Исследования глубинной закарстованности, связанные с решением инженерно-геологических и гидрогеологических задач, составляют практическое направление, начавшееся в середине XX века. Использование современных достижений в развитии теории спелеогенеза и новейших методов исследования, включая методы абсолютного геохронологического датирования, позволило пересмотреть предшествующие генетические и эволюционные трактовки карста региона.

Проведенный анализ истории изучения карстопроявлений региона показал существование ряда проблем, связанных с трактовкой их генезиса. Несмотря на наличие крупных полостей, карст оценивался как слаборазвитый. К основным карстопроявлениям относились немногочисленные поверхностные формы водораздельных пространств и подземные формы, образование которых чаще всего трактовалось в условиях раскрытой гидрогеологической структуры и экспонированности растворимых пород. Отдельно рассматривались полостные формы в обрывах куэст, формирование и рост которых с карстом не связывались, а объяснялись процессами комплексной денудации ввиду невозможности проникновения в них атмосферных осадков.

РАЗДЕЛ 2

ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ СПЕЛЕОГЕНЕЗА

2.1. Понятие о спелеогенезе и его генетических типах

Анализ основных источников свидетельствует о существовании более пятидесяти определений карста в отечественной и зарубежной литературе [39; 40; 69; 70; 168; 184; 197; 227; 233; 260; 271; 284; 286]. Такое их количество связано с закономерным процессом совершенствования научных понятий и терминов, происходящее, по мнению В.Н. Андрейчука, «внутри каждой науки в условиях динамичного развития объекта ее исследований, появления новых фактов и взглядов» [7, с. 3].

В рамках данной работы, посвященной изучению карста, развивавшегося без связи с поверхностью, определения карста как территории со специфическим рельефом или комплекса специфических форм рельефа [12; 175; 196; 277] не отвечают потребностям исследования. Появление таких определений, акцентирующих ландшафтную и геоморфологическую приуроченность карста, объясняется историческим характером развития представлений о нём, проявляя этимологию слова (Kras (слов. «камень, скала») – известняковое плато в Словении на севере Триестского залива с характерными формами рельефа [236; 258]). Такие определения не соответствуют современному уровню знаний карстологии, несмотря на использование в свежих источниках [231; 232; 260].

Развитие карстологии повлекло за собой расширение представлений о карсте уже не только как о территории со специфическими формами, но и как о процессе, отражением которого эти формы являются: «Карст – это процесс химического и отчасти механического воздействия подземных и поверхностных внерусловых вод на растворимые проницаемые горные породы, в результате чего возникают поверхностные и подземные скульптурные, а при выпадении из раствора, обрушении – и аккумулятивные формы» [151, с. 7]. При этом данное

определение не раскрывает генетического содержания карстового процесса [20]. По мнению Б.А. Вахрушева [19; 26; 28], карстовый процесс объединяет процессы обратимых геохимических реакций – растворение (коррозию) и карстовую хемогенную седиментацию. Все остальные процессы, протекающие в карстовых геоморфосистемах (гравитационные, эрозионные, нивальные, суффозионные), находятся в парагенетических отношениях с карстовыми, но карстовыми не являются.

Анализ различных подходов к определению понятия карст [8; 123] показал нереализованность в современном карстоведении наиболее перспективного системного подхода, широко развиваемого в других науках, в том числе естественных [113]. Его применение к определению карста позволяет выявить не только основные, но и новые целостные свойства геосистемы, возникающие в результате взаимодействия между элементами и наиболее точно характеризующие её [7; 123].

Главными предпосылками развития карстовых геосистем служит наличие растворимых горных пород и водообмена в них. Водообмен в растворимых горных породах вызывает спелеогенез - специфический механизм саморазвития проницаемости, в результате которого усложняется структура и изменяется функционирование водообменной системы. Именно этот механизм является эмерджентным свойством карстовой геосистемы: «Карст - это водообменная геосистема в определенном объеме гидrolитосферы, возникновение и прогрессивная эволюция которой характеризуются самоорганизацией структуры водопроницаемости с формированием интегрированных систем каналов вследствие действия специфического механизма спелеогенеза, включающего позитивную обратную связь между водообменом и растворением» [123, с. 40].

Спелеогенез в узком смысле означает развитие организованных определенным образом полостей и каналов в горной породе путем расширения преимущественно растворением первичных путей фильтрации подземных вод. В более широком смысле спелеогенез, являясь основным механизмом эволюции карстовых геосистем, играет роль центрального процесса в формировании карста

[118; 120; 121]. Углубленному пониманию механизма спелеогенеза послужили исследования особенностей кинетики растворения карбонатных пород [216; 222]; появление концепции «прорыва» в эволюции протоканалов [283]; разработка концептуальных моделей глубинного и гипогенного карста [68; 111; 224; 246]; результаты физического [229; 232] и численного [223; 234; 244] моделирования развития элементарного канала по первичному пути фильтрации и др.

Условием реализации спелеогенеза является наличие начальной проницаемости породы, которая в ходе эволюции карстовой водообменной системы возрастает на несколько порядков благодаря формированию в ней наиболее контрастного уровня [123].

В настоящее время выделяются следующие генетические типы спелеогенеза [227; 233; 243; 251; 267]: 1) эпигенный (гипергенный); 2) гипогенный; 3) прибрежно-островной галоклинный.

1) Эпигенный спелеогенез развивается в гидрогеологически открытых условиях под действием нисходящего питания с поверхности. Эпигенный спелеогенез наиболее изучен и потому ранее считался «классическим» механизмом образования структур каналовой проницаемости, в отличие от гипогенного спелеогенеза, который признан широко распространенным лишь за последнее десятилетие [248; 2734].

2) Гипогенный спелеогенез определяется А.Б. Климчуком [122, с. 31] как «развитие полостей и каналов под растворяющим действием восходящих вод в напорных водообменных системах, связанных с удаленными, отделенными (слабопроницаемыми слоями и толщами) или внутренними источниками питания». Его развитие происходит в закрытых гидрогеологических условиях, в условиях напорного режима фильтрации. После наступления фазы прорыва спелеогенная конкурентность каналов, характерная для эпигенного спелеогенеза, ослабляется из-за контроля над расходом проницаемостью смежных слаборастворимых слоев. В результате рассеянного и равномерного развития каналов при наличии соответствующих структурных предпосылок формируются

лабиринтовые, кластерные или линейные прерывистые каналово-полостные структуры, характеризующиеся однообразными размерами и морфологией.

По условиям формирования потоков подземных вод в крупных гидрогеологических структурах (артезианских бассейнах и гидрогеологических массивах) выделяются следующие типы гипогенного спелеогенеза: 1) краевых частей артезианских бассейнов; 2) верхних гидрогеологических этажей внутренних областей артезианских бассейнов; 3) локализованных потоков по зонам тектонических нарушений с глубокими внутренними источниками питания; 4) комбинированный. В артезианских бассейнах встречаются все типы гипогенного спелеогенеза, в гидрогеологических массивах преобладает тип локализованных потоков, для верхних частей адмассивов характерны вариации последнего типа, обусловленные взаимодействием восходящих локализованных потоков с местными потоками по слоистой неоднородности [122].

3) Прибрежно-островной галоклинный спелеогенез развивается в молодых осадках с высокой матричной пористостью и проницаемостью, в зоне смешивания морских и метеорных вод. Выделение этого типа принимается не всеми авторами [122].

Таким образом, ввиду определяющей роли спелеогенеза в развитии карста, генетические типы карста верхней части земной коры выделяются по генезису и структурно-функциональным особенностям каналово-полостных систем, то есть по типам спелеогенеза [120; 122].

Утверждение в мировой карстологической литературе гипогенного карста как одного из основных генетических типов вызвало пересмотр представлений о взаимоотношениях карста и поверхностного геоморфогенеза [250]. Ранее геоморфологическим условиям (степени расчленения, наклону топографической поверхности и др.) отводилась роль одного из определяющих факторов развития карста [36; 151; 176]. Данное положение верно по отношению к эпигенным карстопроявлениям, однако оно неприменимо для гипогенного карста, не имеющего в большинстве случаев поверхностного выражения. При выведении закарстованной толщи в близповерхностное положение в ходе поднятия и

денудации взаимодействие гипогенного карста и поверхностного геоморфогенеза осуществляется по принципиально иной схеме, чем в случае с эпигенным карстом [30; 122]. Гипогенные карстовые системы, сформированные независимо от рельефа поверхности, взаимодействуют с ним путем сосредоточенной разгрузки подземных вод (и соответствующего вклада в локализацию и развитие эрозионных форм), провалов сводов значительных полостей, перехвата и сосредоточения поверхностного стока по ослабленным закарстованным зонам, экспонирования реликтовой карстовой морфологии в бортах врезающихся долин и т.д.

Таким образом, геоморфологическое выражение карста в поверхностном рельефе не есть постоянная и обязательная его характеристика, а лишь признак определенной стадии развития карстовой системы. В ходе геологической и гидрогеологической эволюции карстующихся пород может изменяться проницаемость некарстующегося покрова над растворимыми породами [49; 106] и время формирования карстовой системы относительно этого покрова [269]. При этом поверхностные карстопроявления могут быть не выражены (закрытый тип), выражены частично (приоткрытый и взрезанный типы), ярко выражены (раскрытый, открытый типы), быть сформированными, но находящимися под покровом (покрытый, погребенный типы) [245; 251].

В случае выраженности карстовых форм на поверхности говорят о карстовом рельефе – закономерном генетическом и эволюционно обусловленном нахождении на одной территории карстовых (поверхностных и подземных) и других форм рельефа, связанных парагенетическими взаимодействиями [20; 23; 24; 26; 28]. При этом роль карста в поверхностном геоморфогенезе на раскрытой и открытой стадиях будет различна из-за унаследованности структур, несмотря на схожесть экспонированных условий.

2.2. Методология и методика спелеогенетического анализа

Теоретической основой настоящей работы послужили современные

представления о сущности карста [123; 233] и его эволюции [120; 122; 228; 273], эмпирические обобщения, теоретические, физические и численные модели спелеогенеза и спелеоморфогенеза в различных обстановках [223; 248; 259; 265; 267; 272; 273]. Ввиду того, что основная цель данного исследования состоит в выявлении генезиса и структуры полостных систем Внутренней гряды, центральное место в нем занимает методология сопряженного спелеогенетического анализа.

Объект спелеогенетического анализа В.Н. Дублянский [67] определил как образование, развитие пещер, их заполнение и уничтожение. Такое понимание проблемы спелеогенеза требует осознанного методологического подхода к определению объема и содержания центрального понятия «пещера». Методологически неоправданным с точки зрения историко-генетического подхода является распространенное представление о пещере как о подземной пустоте, заполненной воздухом и сообщающейся с поверхностью, так как эти признаки характеризуют лишь определенную стадию ее развития, а потому имеют временный и локальный характер [115].

При исследовании спелеогенеза нами используется понятие «каналово-полостная система» (КПС), акцентирующее внимание на целостности и функциональной взаимосвязи всех элементов структуры подземной карстовой геосистемы на этапе ее прогрессивного развития. Понятие о КПС объединяет элементы системы, описываемые антропоцентрическим термином «пещера» (доступные для исследования человеком подземные полости) и терминами широкого пользования «канал» и «полость», акцентирующими водопрводящую и емкостную функции КПС.

В прогрессивном развитии КПС различают: 1) стадии инициирования и зарождения, на которых определяются основные черты структуры системы; 2) стадию основного развития, на которой происходит усложнение структуры, рост объемов и формирование мезоморфологии; 3) стадии модификации, на которых формы могут быть видоизменены, без потери первоначальных морфологических черт или с их кардинальной переработкой [119; 123].

Реконструкция условий и факторов формирования структуры КПС производится путем выяснения следующих предпосылок спелеогенеза: 1) структурных и литолого-текстурных, 2) гидрогеологических, 3) геохимических, а также особенностей реализации самого процесса развития КПС - последовательности протекания и возраста его основных этапов. Методологической основой для решения проблемы спелеогенеза Внутренней гряды стали представления о гипогенном карсте и эволюционный подход к типологии карста, основные позиции которых рассмотрены выше.

Спелеогенетический анализ включает три взаимосвязанных направления: 1) спелеоморфогенетический анализ; 2) минералого-геохимический, седиментологический и фациальный анализ пещерных отложений; 3) сопряженный анализ условий и обстановок спелеогенеза, выявляемых по результатам первых двух направлений, в соответствии с локальной и региональной палеогидрогеологической и геоморфологической историей [18; 67; 117]. Результатом является создание региональной спелеогенетической модели.

Спелеоморфогенетический анализ карстовых полостей позволяет идентифицировать их генезис на основе изучения структуры и морфологии и соотнесения их с данными по гидростратиграфии, условиям залегания и трещиноватости вмещающих пород [125]. Общая пространственная структура карстовой полости определяется структурой спелеоиницирующей трещиноватости породы и литолого-текстурными неоднородностями породы [127]. Изучение проводится на основе геолого-структурных наблюдений с целью выяснения влияния залегания пород и тектонической трещиноватости на направление заложения полости внутри блока карстующихся пород, а также на формирование поперечных сечений ходов [64]. Методика исследования параметров и характеристик трещиноватости, трещинной проницаемости и анизотропии разреза, а также выявления связей и влияния трещиноватости на гидрогеологические характеристики карстующихся толщ, изложена в работах [16; 17; 107; 198; 233; 251; 267].

Анализ пространственных структур ходов, образующихся в различных гидродинамических обстановках, свидетельствует о преимущественно древовидной структуре пещерных систем, формирующихся в вадозных условиях, и лабиринтовой, кластерной и линейной прерывистой структурах – в фреатических [67; 213; 217; 220; 233; 259; 266].

По определению В.Н. Дублянского и А.Б. Климчука [77], структура полости является результатом длительного (часто многостадийного) развития в изменяющихся условиях, под воздействием различных процессов. Данное положение нацеливает на сопряженное изучение, помимо указанных выше характеристик породы, истории развития территории, проводимое в ходе палеогеографического анализа. Интенсивность и знак тектонических перемещений земной коры приводят к смене гидродинамических обстановок. Среди карстологов существуют различные точки зрения на то, в каких условиях происходит формирование и развитие карстовых полостей [44; 67; 228; 233; 267]. И.К. Зайцев [105], Г.А. Максимович [150-152], Л.И. Маруашвили [154], Н.А. Гвоздецкий [36], М. Sweeting [277] и др. сходятся во мнении, что инициирование и зарождение полостей происходит преимущественно во фреатических (напорных или безнапорных) условиях, их развитие и модификация – во фреатических, эпифреатических или вадозных условиях, или на фоне закономерной смены условий в ряду: фреатические напорные – фреатические безнапорные – эпифреатические (водного уровня) – вадозные. Сложность распознавания гидродинамической обстановки, в которой происходило заложение структуры пещерной системы, обуславливается началом действия аккумулятивных процессов при переходе системы в вадозные условия, результат которых приводит к усложнению структуры полости [285].

Разнообразие пещерной мезоморфологии определяется действием спелеогенетических агентов, которыми выступают флюиды, имеющие различные атрибуты - температуру, давление, химическую агрессивность, кинетическую энергию, содержание взвесей, агрегатное состояние и др. [259]. В спелеологии накоплен ряд эмпирических критериев, позволяющих осуществлять

идентификацию механизмов и условий развития пещер по определенным спелеоформам [67; 217; 220; 233; 248; 259; 267; 283]. Однако ряд спелеоформ не поддается однозначной генетической интерпретации, так как имеет место морфологическое разнообразие генетически однородных форм и генетическое различие морфологически сходных форм, из-за чего возникает противоречие между морфологическим подобием объектов и их генетической основой [153]. В этом случае следует опираться на интерпретацию не отдельных форм, а их закономерных устойчивых сочетаний, которые отражают функциональные связи между ними в определенных гидродинамических обстановках. Для полостей, формирующихся в фреатических напорных условиях, таким критерием служит «морфологический комплекс восходящего потока» (рисунок 2.1) [122; 214; 247; 248].

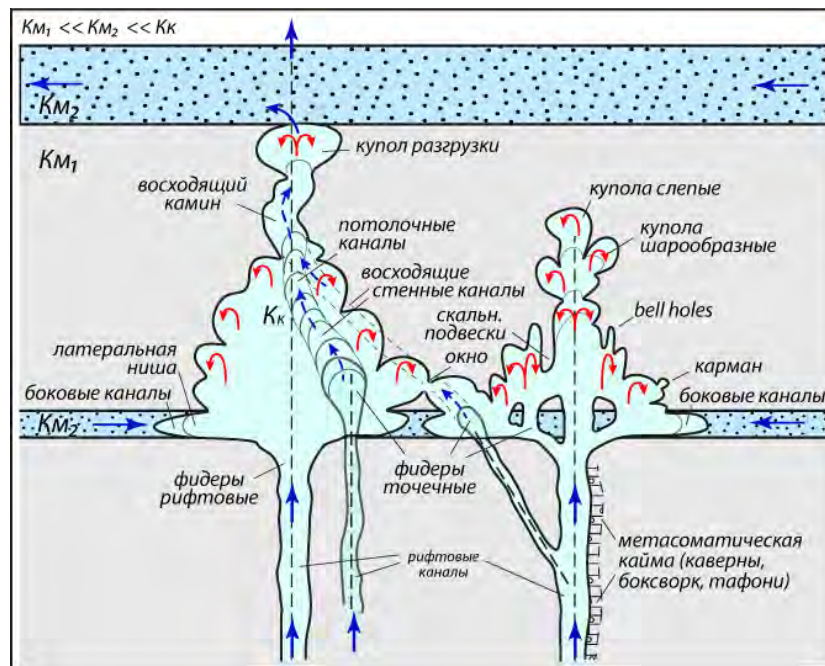


Рисунок 2.1 – Номенклатура названий спелеоформ морфологического комплекса восходящего потока в гипогенных КПС [122]

Иная закономерность имеет место в вадозных условиях, где растворяющее действие направлено вниз, обуславливая формирование каньонообразных и желобковых морфологий. В.Н. Дублянский и Ю.И. Шутов [79] к признакам формирования полости в вадозных условиях относят: а) дендровидность

пещерной системы в плане; б) меандрирование галерей; в) уступы в поперечном профиле, сформированные подземными водопадами, и эрозионные котлы в русле; г) следы воздействия свободно текущих вод в виде горизонтальных борозд и желобов на стенах, полах и сводах.

Выявление генезиса и структуры карстовых КПС Внутренней гряды проводилось в четыре этапа. Первый этап являлся подготовительным - в него входил обзор региональной геологической, гидрогеологической, геоморфологической и карстологической литературы по Внутренней гряде Горного Крыма. Опыт предыдущих спелеогенетических исследований, проводившихся на Внутренней гряде [81; 83; 88; 96; 98; 100], показал, что ранее: 1) не учитывалась возможность образования карстовых полостей в условиях, предшествовавших современному эрозионному раскрытию пластовой структуры Предгорья; 2) отдельные элементы КПС рассматривались в качестве невязанных изолированных полостей; 3) реликтовым спелеоформам приписывался некарстовый генезис; и, как результат, 4) имела место недооценка масштаба карстования и роли спелеогенеза в геоморфогенезе Внутренней гряды.

В ходе первого этапа также выполнялся анализ картографического материала, аэрофото- и космоснимков, топоъемок пещер. Была произведена рекогносцировка местности, составлены маршруты детальных полевых обследований, намечены поверхностные ключевые участки и крупные карстовые полости для дальнейших исследовательских работ.

На втором этапе проводились полевые карстолого-геоморфологические исследования региона, общая площадь которого составила 197 км². Из-за неоднородности геологического и гидрогеологического строения площадь исследования была разделена на районы, для изучения различий между которыми использовался широкий спектр методов геоморфологии, геологии, гидрогеологии и палеогеографии.

С использованием методик и приемов геологического картирования изучались состав и структурно-текстурные характеристики карстующихся пород, их трещиноватость, условия залегания, стратиграфическое положение пород в

разрезе, изменения их мощности, а также структурно-тектонические особенности районов и участков. Обследование пород в естественных обнажениях и карьерах было направлено на изучение степени закарстованности, пористости и кавернозности, следов минерализации, вскрытых карстовых пустот и зон реликтовой закарстованности. С использованием морфометрических и морфоструктурных методов анализа линеаментов строились розы-диаграммы трещиноватости отдельно для каждого участка, а в пределах участков - отдельно для палеоценовой и эоценовой куэст, что позволило выявить территориальные различия в трещинном контроле карстовых полостей и морфологии обрывов.

Гидрогеологические исследования заключались в обследовании скважинных и родниковых водопроявлений. Электропроводность, минерализация и температура воды на месте изучались с помощью прибора YSI EC300. Для дальнейшего лабораторного геохимического и изотопного изучения проводился отбор проб воды.

Разделение по районам дало возможность сравнить структуру карстовых систем и особенности морфологии карстопроявлений в условиях ярко выраженного куэстового рельефа с большой глубиной его расчленения (Юго-Западный район), менее выраженного с большой долей тектонического смещения блоков (Восточный район) и слабо выраженного и местами невыраженного (Центральный район).

Ключевыми объектами спелеогенетического анализа послужили значительные пещеры, то есть доступные для человека крупные фрагменты КПС, вскрытые рельефом лишь частично и сохранившие высокую степень изолированности. Всего было обследовано 96 карстовых полостей и более 300 гротов и ниш. Другая линия исследований заключалась в систематическом геоморфологическом обследовании и картировании обрывов и прибровочных участков куэст юго-западного района Внутренней гряды (Приложение А). Общая протяженность обследованных обнажений куэст составила около 110 км.

В ходе исследования были использованы традиционные геоморфологические методы (сравнительно-морфологический, морфографический, морфометрический,

морфоструктурный, морфогенетический, историко-морфологический и др.) и их специфические варианты, адаптированные к задачам изучения карста [23] и каналово-полостных систем [67; 117; 122]. Изучение экспонированных полостных форм осуществлялось посредством систематического геоморфологического обследования и картирования обрывов и прибрежных участков куэст, а также анализа космоснимков. Для организации и анализа пространственных данных использовались ГИС-технологии. В ходе исследования обрывов особое внимание уделялось обследованию и документации полостных форм (гrotтов, ниш, зон кавернозности). Морфографический метод использовался при документации всей номенклатуры скульптурных форм, встречаемых в подземных и экспонированных условиях. Морфометрический метод применялся при топосъемке пещер, а также замерах и количественной характеристике экспонированных карстопоявлений. Морфогенетический метод применялся для идентификации реликтовых карстопоявлений. Выявлялись закономерности локализации и распространения типовых форм и комплексов, анализировались их взаимосвязи с другими формами рельефа [156].

Изучение мезоморфологии и выделение индикаторных форм и их сочетаний потребовало применения сравнительно-морфологического, историко-морфологического методов, метода гетерохронных и соотносящихся форм, и др. [156]. Также было произведено детальное морфогенетическое картирование наиболее крупных пещер региона (Приложение Б). Его основой стали материалы их топографической съемки. С целью детального отражения морфологии в пещерах были проведены съемочные работы четвертого класса точности спелеотопосъемки [116]. С использованием компаса и эклиметра Suunto, а также лазерного светодальномера была создана съемочная сеть с долговременным закреплением точек, послужившая в дальнейшем опорой для детального картирования контуров и спелеоформ. В результате создавались аналитические карты пещер, где в различных проекциях отражались: 1) морфографические особенности рельефа пола, сводов и стен; 2) участки пещер, разнородные по морфологическому облику, комплексам спелеоформ и вторичных обложений.

Морфографические особенности пещер и спелеоформы отображены контурами полостей в различных проекциях, псевдоизогипсами по полу, масштабными, внемасштабными и линейными знаками (с максимально возможным использованием знаков, рекомендованных Международным спелеологическим союзом). Общая морфография отражена контурами в трех проекциях: плановой, в поперечных сечениях и продольных профилях-развертках по осям ходов. Линии сечений выбирались для представления особенностей морфологии различающихся участков ходов, а также их взаимоотношений с примыкающими элементами [125].

При массовом обследовании остальных карстовых полостей выполнялось маршрутное описание с фиксацией и фотодокументацией ключевых морфологических особенностей и вторичных отложений.

Седиментологический и минералого-геохимический анализы являются важным компонентом спелеогенетического анализа, дающим информацию об условиях формирования пещерных отложений, а также о геоморфологических и климатических обстановках прошлых эпох [32; 33; 156; 157; 173; 230]. Каждому типу анализа предшествует описание местонахождения отложения, в котором отражаются особенности условий залегания, отношение к различным элементам карстового мезо- и микрорельефа, содержащиеся в них включения и последующий отбор образцов с соблюдением требований для каждого вида анализа [73; 173].

Помимо вторичных отложений пещер исследовался пристеночный профиль коренной породы [109]. Выявление закономерных изотопных изменений по такому профилю свидетельствует о характере и условиях взаимодействий в системе «вода-порода», то есть предоставляет важные критерии определения генезиса полостей. Для сравнения результатов были исследованы образцы неизмененных пород, взятых в карьерах.

С привлечением аналитических ресурсов университетов Инсбрука (Австрия), Кельна и Гейдельберга (Германия), Миннесоты (США), Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (Россия) и Института

геохимии, минералогии и рудообразования имени Н. П. Семеновко НАН Украины получены и использованы данные рентгеновской диагностики, ядерного магнитного резонанса, электронной микроскопии, масс-спектрометрического определения изотопного состава углерода, кислорода и уран-ториевых соотношений (датировка вторичного кальцита методами абсолютной геохронологии), определений микроэлементного состава методом ICP-MS (масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой), анализов флюидных включений и др.

На заключительном этапе работы выполнялся сопряженный анализ условий и обстановок спелеогенеза, выявленных ранее, в соответствии с региональной палеогидрогеологической и геоморфологической историей [18; 21]. Методологические основы сопряженного анализа рассмотрены в работах [67; 115; 117; 124].

Реализация заключительного этапа происходила следующим образом. Выполненные реконструкции событий прогрессивной фазы развития пещеры (на основании морфогенетического анализа) и событий регрессивной фазы (на основании седиментологического анализа) коррелировались с локальной и региональной геоморфологической и палеогидрогеологической историей [76]. В ходе анализа были выявлены те природные обстановки прошлого, в которых могли иметь место условия формирования элементов пещер. При этом существует и обратная связь - данные об эволюции систем, полученные спелеологическими исследованиями, позволяют провести значительно более подробную и обоснованную периодизацию событий палеогеографической истории [67; 115]. Уникальное значение имеет определение абсолютного возраста натечных отложений и минеральных образований карстовых полостей, позволяющее перейти к датировке коррелирующих обстановок геоморфологической и гидрогеологической эволюции региона.

В результате на заключительном этапе выполнена реконструкция истории формирования и развития карстовых систем Предгорного Крыма и разработана региональная спелеогенетическая модель, представленные в разделе 6.

Выводы

В результате систематизации теоретических и методологических аспектов изучения спелеогенеза были сформулированы следующие выводы:

1. Системообразующим свойством карстовой геосистемы, по определению А.Б. Климчука и В.Н. Андрейчука [123], служит механизм саморазвития проницаемости, действие которого усложняет структуру и изменяет функционирование водообменной подсистемы. По происхождению структур каналовой проницаемости выделяются следующие основные генетические типы спелеогенеза: 1) эпигенный; 2) гипогенный. Эволюционные типы карста характеризуют обстановку спелеогенеза в контексте тектонической, гидрогеологической и геоморфологической эволюции региона с учетом возможного унаследования карстовых структур от предшествующих стадий.

2. Спелеогенетический анализ включает три взаимосвязанных направления: спелеоморфогенетический анализ; минералого-геохимический, седиментологический и фациальный анализы пещерных отложений; сопряженный анализ условий и обстановок спелеогенеза, выявляемых по результатам первых двух направлений, с локальной и региональной палеогидрогеологической и геоморфологической историей.

3. В ходе исследования, помимо спелеологических и карстологических методов, использовался широкий спектр методов геологии, гидрогеологии, геоморфологии, палеогеографии и геохимии. Изучение структуры и функционирования гипогенных карстовых систем Внутренней гряды проводилось в три этапа. В ходе первого этапа был произведен обзор региональной литературы, анализ картографического материала, рекогносцировка местности; на втором этапе проводились полевые исследования региона; на третьем этапе работы выполнялся сопряженный спелеогенетический анализ, разработка региональной модели спелеогенеза и реконструкция эволюции карста в контексте геологической и геоморфологической истории.

РАЗДЕЛ 3

УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА

При характеристике природных условий района исследования используется сформулированный Ф.П. Саваренским [175] и развитый Д.С. Соколовым [176] подход к выделению четырех основных условий развития карста: 1) наличие растворимых пород, 2) их водопроницаемость, 3) наличие движущихся вод, 4) их растворяющая способность. Конкретные проявления этих условий, непосредственно влияющие на карст, рассматриваются как факторы его развития. При их рассмотрении факторы объединены в группы физико-географических, геологических, геоморфологических и гидрогеологических факторов.

3.1. Физико-географические факторы

Исследуемый район охватывает Внутреннюю (Вторую) гряду Крымских гор, протягивающуюся от Мекензиевых гор до массива Агармыш на расстояние 125 км при ширине до 8 км (рисунок 3.1). Площадь исследуемого района составляет около 2300 км². Максимальная высота гряды – 739 м (г. Кубалач) при средних абсолютных высотах 400-500 м над у. м.

Внутренняя гряда относится к природной области Предгорной лесостепи в пределах провинции Горного Крыма и включает Чернореченский, Южный предгорный и частично Индольский районы [170].

По схеме районирования карста Крымского полуострова, выполненной Б.А. Вахрушевым [25], Предгорно-Крымская карстовая область входит в состав Крымско-Кавказской горной страны, провинции Горного Крыма и включает Севастопольский, Бахчисарайский, Симферопольский и Белогорский карстовые районы (Приложение В, рисунок В.1).

Низкогорный рельеф, а также пограничное положение между горной и равнинной территориями определили особенности климата Внутренней гряды.

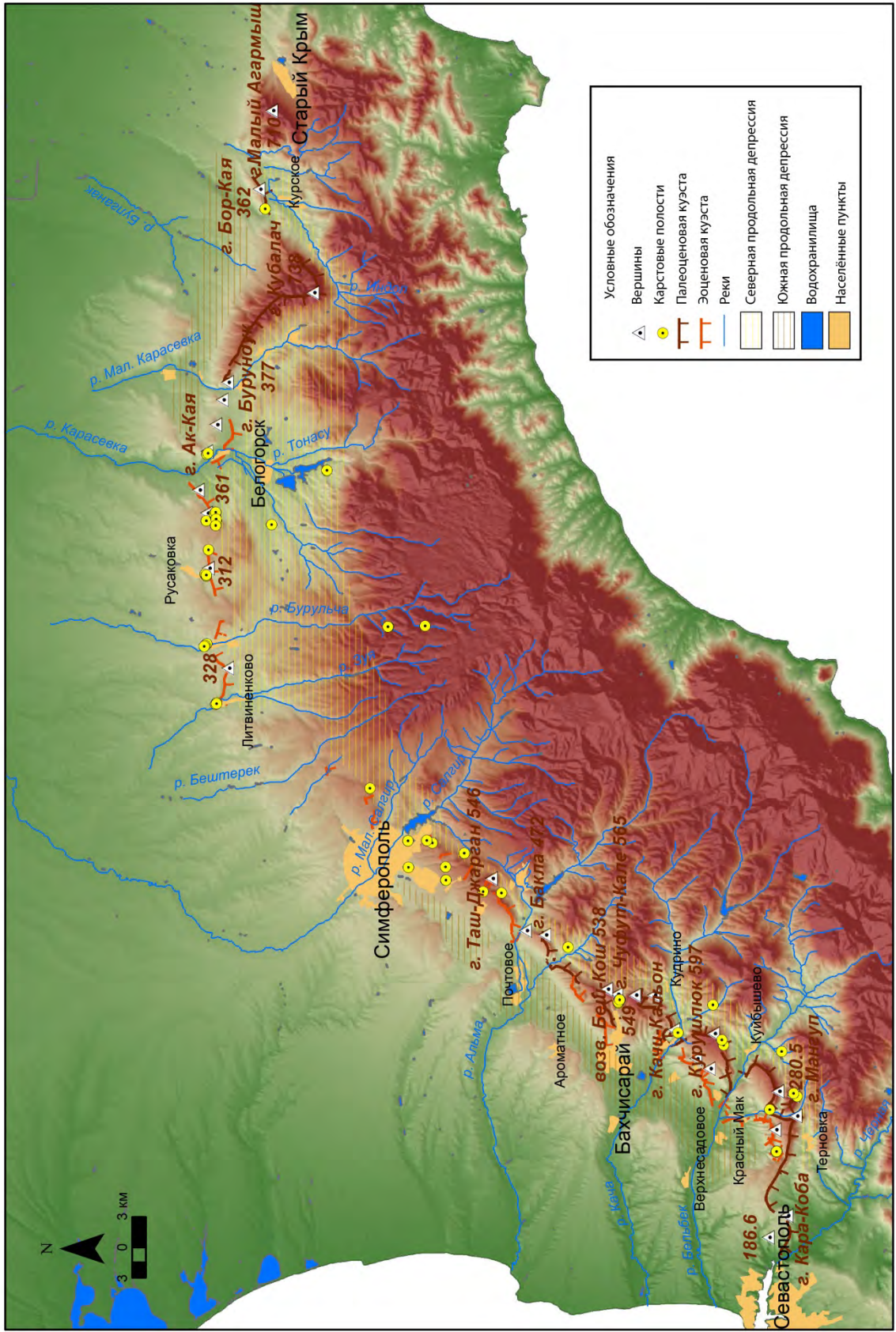


Рисунок 3.1 – Обзорная картосхема района исследований (выполнено автором)

Опираясь на работы [6; 14; 29; 114; 140], охарактеризуем метеоэлементы, выступающие как гидроклиматический фактор и непосредственно влияющие на современную карстовую денудацию района исследования.

Климат исследуемой территории умеренно-континентальный, сухой, с жарким и засушливым летом и мягкой влажной зимой [14] (рисунок В.2)

Атмосферные осадки. Количество осадков и величина стока служат важнейшими факторами, определяющими интенсивность развития карста с инфильтрационным питанием при равных условиях растворимости и скорости растворения пород. Количество осадков в Предгорье в среднем составляет 350-550 мм/год, из которых до 60 % выпадает в теплый период, в значительной мере расходуясь на испарение и транспирацию. Осадки распределяются по территории неравномерно: в Западном предгорном климатическом районе выпадает 350-450 мм/год, в Юго-Западном – 450-500 мм/год, в Восточном – 500-700 мм/год [29].

Зимой основная масса осадков выпадает на склонах южной, юго-западной и западной экспозиций, наиболее благоприятно ориентированных к влажным воздушным потокам. В теплый период преобладают атлантические циклоны, что обуславливает увеличение осадков на склонах северо-западной и северной экспозиции. Летом осадки выпадают в виде интенсивных, но чаще кратковременных дождей. Такой характер их выпадения неблагоприятен для формирования подземного стока. Воды атмосферных осадков имеют преимущественно хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый состав с минерализацией 50,9 мг/л [201].

Конденсация. Наличие малобитных, но постоянных источников в верхних частях аструктурных склонов куэсты (Мангупский, Качи-Кальонский, Челтерский источники и др.) свидетельствует о прохождении конденсации внутри массивов [74; 149]. О роли конденсационной влаги как фактора коррозии упоминали В.П. Душевский и др. [101] для полостей массива Ак-Кая без определения количества конденсата. В.Н. Дублянский и Г.Н. Дублянская [71] оценивают среднюю величину конденсационной коррозии для Крыма в целом 0,7 мкм/год.

Температура воздуха. Среднегодовая температура Предгорья составляет 10-

11°C с распределением средних температур по периодам: теплый период - 21-22°C (июль); холодный период – 0°C (январь) в Севастопольском районе, до -1°C в Бахчисарайском и Белогорском районах и до -2°C в Симферопольском районе [6]. Число дней со снежным покровом в Предгорье составляет 40, при мощности покрова 5-10 см. Температурные условия не способствуют устойчивости снежного покрова, характерны частые оттепели. Коррозионное влияние агрессивных снеговых вод для Предгорья невелико и варьирует в зависимости от характера рельефа и ветрового перераспределения снега.

Положение Предгорья между Главной грядой и равнинной частью полуострова, а также близость Черного моря способствуют температурно-влажностным контрастам из-за нагрева обрывов в дневное время и охлаждения ночью, особенно в зоне аструктурного склона куэст юго-западной экспозиции, где они оказывают влияние на микроклиматические особенности карстовых полостей в обрывах куэст [88].

Ветры. Для Предгорья характерны ветры горно-долинной циркуляции, направление которых существенно зависит от направления межгорных понижений рельефа и осей долин. В Предгорье скорость ветра 160—170 дней в году не превышает 1 м/с. Скорости более 15 м/с наблюдаются не ежегодно. Преобладают западные и северо-западные ветры.

Испарение. Среднегодовые значения испарения возрастают с запада на восток следующим образом: в Западном предгорном климатическом районе испарение составляет 340-380 мм, в Юго-Западном районе - 380-420 мм, в Восточном районе - 420-460 мм [29]. Разница между величинами осадков и испарения позволяет судить о среднегодовой величине эффективных осадков. В Западном предгорном климатическом районе эта величина составляет 10-70 мм/год, в Юго-Западном - 70-80 мм/год, в Восточном - 80-240 мм/год. Коэффициенты увлажнения составляют соответственно: 1-1,18 в Западном районе, 1,18-1,19 в Юго-Западном районе, 1,19-1,52 в Восточном районе.

Таким образом, влияние климатических условий на формирование инфильтрационного питания карста Предгорья в целом можно оценить как

среднеблагоприятное со следующими изменениями по территории и в течение года: 1) в теплый период года больше увлажнения получают склоны северной и северо-западной экспозиции, в холодный период - южных экспозиций; 2) за год больше всего эффективных осадков получает Восточный климатический район, меньше всего - Западный. Конденсационная влага также участвует в карстовом процессе как фактор коррозии, однако ее количественных оценок для региона не было произведено.

Растительность и почвы. Влияние растительности на особенности протекания карстового процесса в карбонатных осадках подробно рассмотрено в ряде работ [36; 137; 138; 176; 213].

Внутренняя гряда располагается в лесостепном поясе [57]. Разнообразие растительного покрова определяет особенности инфильтрации и поверхностного стока на разных участках склонов Внутренней гряды. Максимально глубоко осадки проникают на участках известняковых склонов, покрытых лесной растительностью [140]. Повышение агрессивности вод происходит как за счет их взаимодействия с кронами и стволами деревьев, так и при их фильтрации через лесную подстилку, которая при разложении приобретает повышенную кислотность [36]. Задержка лесной растительностью поверхностного стока и защита почвы в лесу от промерзания проявляются в куртинах, образованных грабинником восточным и дубом пушистым порослевого происхождения. В этих сообществах из-за малой высоты деревьев, густоты стволов, сомкнутости и рассеивающей формы крон происходит задержание жидких и твердых атмосферных осадков, а также перехват жидкого стока с вышерасположенных степных склонов [134].

На бровках аструктурных склонов куэст расположены участки обнаженной поверхности известняковых пластов, где регулирующее влияние растительного и почвенного покрова минимально. Осадки, выпадающие на поверхность обнаженных пород, образуют скульптурные формы растворения и стекают по трещинам вглубь известняков.

Различия мезо- и микроклимата и растительности обусловили

неоднородность почвенного покрова Предгорья. Разные типы почв оказывают неодинаковое влияние на формирование агрессивности инфильтрационных вод в силу различного содержания в них органических и минеральных кислот, CO_2 в газовой фазе, ионов водорода в коллоидной фракции. Детально этот вопрос рассмотрен в работах [36; 138; 176; 179; 199; 213] и др.

Почвы черноземного типа развиты на склонах куэст, террасовых участках речных долин, в Южной и Северной продольных депрессиях [140]. Черноземные почвы играют важную роль в увеличении кислотности инфильтрационных вод и формировании агрессивных подземных вод. Наибольшее увлажнение почв отмечается после осенних затяжных дождей и весеннего снеготаяния, когда почва промачивается на большую глубину [199]. Глубина промачивания зависит от интенсивности осадков: при осадках до 10 мм/сутки она не превышает 15 см, при 20 мм/сутки – 25 см [65].

Под разреженными дубовыми лесами с типчаково-разнотравным травянистым покровом на высотах 300-500 м над у. м. развиты дерново-карбонатные почвы и их переходные формы к черноземам, бурым лесным и коричневым почвам. Из-за малой мощности и низкого содержания гумуса (2-5 %) эти почвы оказывают малое влияние на задержку инфильтрационных вод и на увеличение их агрессивности.

В юго-западной и восточной частях Внутренней гряды под сухими ксерофильными разреженными лесами и кустарниками распространены коричневые почвы [60; 61]. Они развиты на склонах солнечных экспозиций различной крутизны до высоты 400-600 м над у. м. Из-за недостатка количества поступающей влаги и небольшой глубины промачивания коричневых почв кислотность инфильтрационных вод повышается незначительно.

Хозяйственная деятельность на территории Внутренней гряды играет двоякую роль во влиянии на развитие почв. С одной стороны, снижение агрессивности инфильтрационных вод происходит из-за сокращения мощности и гумусности почв, имеющей место при нерациональном природопользовании, приводящем к водной и ветровой эрозии, а также из-за смены лесной

растительности на степную в ходе хозяйственной деятельности человека. Смена растительности приводит к изменению температурного режима приземного слоя воздуха и верхнего слоя почвы, и, как следствие, к изменению водного режима почв [140]. С другой стороны, полное уничтожение почвенного покрова способствует обнажению карстующихся пород. Исследованием с использованием археологических данных, проведенным В.П. Душевским и А.Г. Кузнецовым [95] на территории средневекового города-крепости Мангуп-Кале, установлены последовательные смены разных стадий закарстования от голого карста к задернованному и, затем, залесенному карсту в течение 400 лет после снятия антропогенной нагрузки.

Внутренние воды. Внутренняя гряда характеризуется сравнительно хорошо развитой гидрографической сетью. На северных и северо-западных склонах расположены бассейны транзитных для Предгорья рек Черной, Бельбека, Качи, Альмы, Западного Булганака, Салгира, Биюк-Карасу и Мокрого Индола, которое они пересекают своим средним, а в юго-западной части - нижним течением [45; 164; 165]. На территории Внутренней гряды наблюдаются наибольшие среднегодовые расходы рек северных и северо-западных склонов Крымских гор – от 2,94 м³/сек на р. Бельбек у с. Фруктового до 0,25 м³/сек на р. Су-Индол у с. Тополевки [183].

Реки имеют смешанное питание. Преобладает дождевое питание, но из-за неравномерности выпадения осадков по сезонам и районам, его доля различна как в общей сумме стока, так и в его распределении по сезонам. 25-35 % годового стока рек приходится на грунтовые воды. Наименьшее значение имеет снеговое питание, доля которого меняется в зависимости от абсолютной высоты бассейна.

Основной областью питания рек является Главная гряда, по мере удаления от которой увеличиваются потери стока на инфильтрацию, испарение и питание вод аллювиальных и нижележащих отложений [165; 194]. В отдельных случаях имеет место пополнение речного стока за счет дренирования водоносных пород. Так, в пределах участков речных долин Бельбека, Альмы, Качи, там, где происходит дренирование готерив-барремских песчано-галечниковых отложений, датских и

эоценовых известняков, поверхностный сток увеличивается на 10-30 %, в то время, как в пределах участков развития мергелистых пород нижнего и верхнего мела, эоцена, а также трещиноватых песчаников и песков среднего миоцена происходит поглощение поверхностного стока и питание подземных вод за счет речных [194]. Ю.И. Шутов [201] приводит следующие величины потерь поверхностного стока при прохождении реками зон трещиноватых пород: р. Бельбек у с. Малосадового – 37 %, в межень 100 %, р. Кача у с. Верхоречье – 43 %, р. Альма от с. Кизиловое до с. Малиновка – 48 %. О поглощении поверхностного стока в долинах рек Внутренней гряды на отдельных участках выходов верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложений упоминают также Е.В. Львова и В.П. Мелешин [149].

Гидрохимический режим рек Предгорья в течение года практически постоянен, минерализация составляет не более 0,5 г/л, колебания не превышают 0,1 г/л, состав вод гидрокарбонатный кальциевый [171].

3.2. Геологические факторы

Среди геологических факторов развития карста подробно охарактеризуем структурно-тектонические и литостратиграфические, а также изменчивость этих характеристик по площади и в разрезе.

Структурно-тектонические факторы определяют тектоническую трещиноватость, формирование различных типов тектонических структур и тектоническое развитие региона. Территория Предгорья находится в зоне сочленения двух основных региональных тектонических структур Крымского полуострова – Горно-Крымского складчатого сооружения и эпигерцинской Скифской платформы [37]. В первой половине XX века были высказаны предположения о наличии в зоне сочленения данных структур глубинного разлома, четкое положение которого так и не было установлено. В.А. Обручев [163] и С.В. Альбов [1] предполагали наличие разломов в области продольных долин между грядями Горного Крыма [169]. М.В. Муратов [42] отметил, что

решение вопроса о сопряжении Скифской плиты и геосинклинальной системы Горного Крыма является важнейшим направлением дальнейших геологических исследований Крымского региона, и предположил существование единого глубинного разлома, являющегося шовной зоной между Скифской плитой и областью альпийской складчатости. В основу были положены данные аэромагнитной и геологической съемки. Он не соглашался с С.В. Альбовым, высказавшим мнение о существовании разломов типа сбросов, главную роль отдав тектонической трещиноватости, определившей направление систем речных долин и оврагов [158]. Позднее М.В. Муратов пришел к выводу, что моноклиальный гребень Внутренней гряды и Парпачский гребень совпадают с линией предполагаемого глубинного разлома на всем их протяжении [159]. По своей палеогеографической роли разлом является очень древним. Вероятно, он ограничивал в свое время край Крымско-Кавказского геосинклинального прогиба.

Основываясь на данных геофизических методов исследований, Т.С. Лебедев и др. [182] проводили разлом между Главной и Внутренней грядами в юго-западном Крыму вдоль Внутренней гряды. Его развитие, по их мнению, приостановилось в нижнем мелу. Ширина зоны разлома составляет 5-6 км.

На картографических источниках линии разлома не совпадают, лишь примерно обозначая линию от Севастополя до Феодосии с продолжением на Керченский полуостров либо севернее него [15; 38; 167; 181]. Такое несовпадение, по мнению В.В. Юдина [206; 208; 211], является следствием неоднозначного понимания морфологии и кинематики разрыва, направления его падения и критериев выделения.

Вышеназванные взгляды принадлежат авторам, рассматривающим геологическое строение Крымского полуострова с позиции фиксистой концепции. Иначе представляют себе его строение сторонники структурно-мобилистской концепции [110; 172; 211; 212]. С позиций теории тектоники литосферных плит и актуалистической геодинамики структурно-геологическую основу района исследования составляет мезозойский коллизионный шов, возникший в результате столкновения палеотеррейна Горного Крыма с Евразией

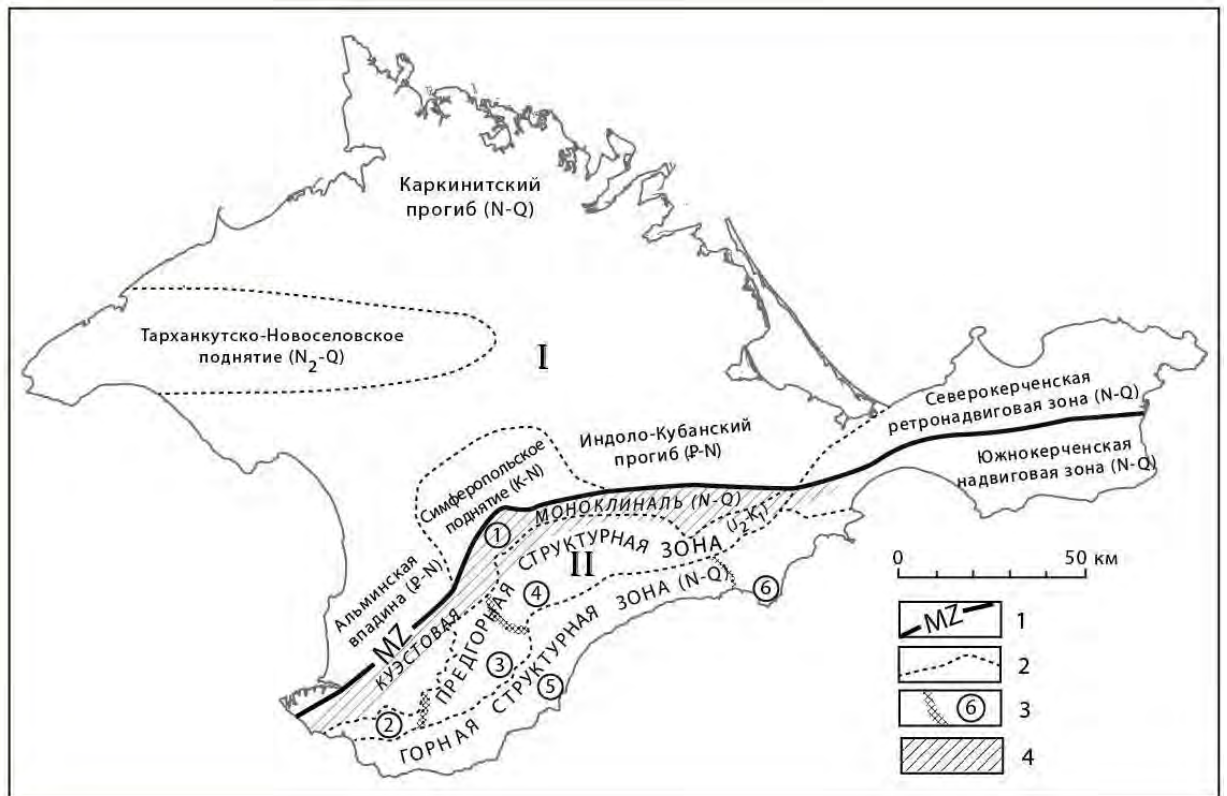
(рисунок 3.2). Его элементами являются Предгорная сutura, Присутурный и Симферопольский меланжи и мощный (2-3 км) аккреционный клин [211].

Предгорная коллизионная сutura представляет собой крупное разрывное нарушение – надвиг с пологим северным падением сместителя, возникший в результате схождения края Евроазиатской плиты с субконтинентальным фрагментом коры Горного Крыма [205; 209]. Формирование сутуры происходило от ранней-средней юры до раннего мела-сеномана включительно с последующей менее значительной активизацией в кайнозой. К югу от Предгорной сутуры залегает полоса смятых среднеюрских конгломератов и песчаников, мощностью до 5 км, характеризуемая как Битакский краевой прогиб [211].

В зоне сутуры под мел-кайнозойским чехлом бурением и сейсморазведкой вскрыты метаморфические породы, позволившие В.В. Юдину [207] обосновать нахождение здесь Присутурного меланжа. Он представлен зоной динамометаморфических сланцев и милонитов шириной 2,5 - 6 км.

Симферопольский меланж, в отличие от Присутурного, доступен для изучения в отдельных обнажениях. Нижнемеловые отложения этого структурного этажа дислоцированы по субпослойным срывам и содержат дуплексы со складками. Аккреционный клин состоит из складчато-надвигового комплекса юрских и частично нижнемеловых пород. Севернее Внутренней гряды в скважине Солдатовская-1 на глубинах свыше 1,5 км вскрыт палеозойско-мезозойский динамометаморфический комплекс присутурной зоны [211].

Верхний структурный этаж, состоящий из слабодислоцированных отложений мел-неогенового возраста, образует куэстовую моноклираль, относимую к структурам неокиммерид [211]. Она была сформирована пологим надвиговым срывом по глинам нижнего мела и выражена Внутренней и Внешней грядями с наклоном слоев к северу под углом 3-10°. На восточном участке Внутренней гряды В.В. Юдиным [211] выделен Белогорский гравигенно-тектонический меланж, связанный с послойным срывом по пластичным глинам олигоцена майкопской серии в период плиоцен-четвертичных горообразовательных движений.



Структуры I порядка: I – Скифская плита (PZ_3); II – Горнокрымский террейн (T_3-K_1), ныне Горнокрымская складчато-надвиговая область ($J-K_1+N-Q$). Условные обозначения в легенде: 1 – границы структур I порядка: MZ – Предгорная сутура; 2 – границы структур II порядка; 3 – границы структур III порядка: 1 – Симферопольский погребенный вал, 2 – Чернореченское поперечное опускание, 3 – Альминское поперечное поднятие, 4 – Салгирское поперечное опускание, 5 – Алуштинская структурная подзона, 6 – Меганомская структурная подзона. 4 – Перекрытый мезокайнозойским чехлом Битакский краевой прогиб.

Рисунок 3.2 - Тектоническое районирование Крыма [208]

Трещиноватость пород. Густота трещин верхнего структурного этажа резко возрастает в придолинных участках и склонах консеквентных долин, в то время как на удалении от долин наблюдениями в карьерах выявляются редкие одиночные субвертикальные и косые трещины, преимущественно незакарстованные, с шагом в десятки и сотни метров. Тектонические трещины придолинных участков и долин преимущественно субвертикальные и несут признаки закарстованности и минерализации. Преобладают субширотные ($270-310^\circ$) и субмеридиональные ($0-40^\circ$) направления [82]. Развиты как

внутрипластовые трещины в датских и симферопольских известняках, прекращающиеся на выраженных плоскостях напластования, так и более протяженные, секущие несколько пластов. Разгрузка напряжений в бортах массивов выражается в дополнительном раскрытии закарстованных тектонических трещин и отседании по ним скальных блоков в обрывах. Новообразованные трещины разгрузки и гравитационные трещины скола имеют признаки молодого возраста (отсутствие закарстованности и минерализации) и более разнообразны по пространственной ориентировке. По мнению авторов [169], трещины со смещением – сбросы и сдвиги более характерны для Центрального и Восточного районов и менее - для Западного.

Литостратиграфические факторы. В рассмотрении таких условий, как наличие растворимых пород и их водопроницаемость, важным является анализ конкретных литостратиграфических факторов, определяющих особенности протекания карстовых процессов.

Кратко обозначим стратиграфическое деление, принимаемое в работе. Для региона Предгорья до недавнего времени одной из актуальных проблем стратиграфии было положение датского яруса в общей стратиграфической шкале и границы между мелом и палеогеном [144]. Также не был окончательно решен вопрос о соотношении датского, монского и зеландского ярусов [56; 161]. В обширной литературе, касающейся стратиграфии региона, обычно использовались выделенные в 1962 г. региональные крымские ярусы [174]: 1) инкерманский ярус в нижнем палеоцене, по фауне моллюсков соответствующий монскому ярусу Западной Европы; качинский ярус в верхнем палеоцене, сопоставляющийся с танетским ярусом; 2) бахчисарайский, симферопольский и бодракский + альминский ярусы эоцена [144]. Датский ярус относился к верхнему мелу.

В 1997 г. Национальным стратиграфическим комитетом Украины была утверждена общая стратиграфическая шкала для территории Украины на основе Международной шкалы [178]. На её основе была представлена детальная схема стратификации отложений мезозоя и кайнозоя Западно-Черноморской впадины,

где выделены разноранговые стратоны [276]. В соответствии с этой схемой, в работе принимается двучленное деление палеоцена, где к нижнему подотделу относится датский ярус. Для эоцена используются региональные крымские ярусы. В геологическом разрезе Внутренней гряды выделяются следующие комплексы растворимых пород: датский, эоценовый, среднемиоценовый и верхненеогеновый (сармат-мэотис-понтический), представленные известняками и их переходными разностями, разделенные некарстующимися песчано-глинистыми породами и слабо карстующимися мергелями и глинистыми известняками маастрихта, верхнего палеоцена, нижнего эоцена и толщами в основном глинистых пород майкопской серии, нижнего и среднего сармата (рисунок В.3). Эти комплексы залегают с общим наклоном к северо-западу и северу с углами падения от 3-4 до 15-20°. По простиранию полоса выходов известняков и разделяющих их пород прерывиста (рисунки 3.3, 3.4), что дает основание к выделению трех районов: 1- Юго-Западного, простирающегося от Инкермана до междуречья Альмы и Бодрака, где обнажаются датские и среднеэоценовые отложения; 2 – Центрального, простирающегося от долины реки Бодрак до юго-восточных отрогов горы Ак-Кая, где происходит выклинивание из разреза датского яруса; 3 – Восточного, начинающегося юго-восточными обрывами горы Ак-Кая и протягивающегося до северо-западных отрогов горы Агармыш, где датские известняки вновь появляются в разрезе.

В Юго-Западном районе полоса выходов датских отложений вытянута в северо-восточном направлении, слои наклонены на северо-запад под углами 8-15° и лежат сравнительно спокойно. Лишь местами в них имеются пологие перегибы, не меняющие основного направления падения. На отдельных участках (например, долина р. Кача) развита значительная трещиноватость пород северо-западного простирания без подвижек по трещинам, вероятно, тектонического генезиса.

Центральный и Восточный районы имеют значительные отличия из-за блокового строения, обусловленного развитием большого количества сбросов и сдвигов [169]. Начинаясь у с. Зуя, полоса выходов отложений верхнего мела и палеогена тянется сначала в широтном направлении, затем, на правобережье р.

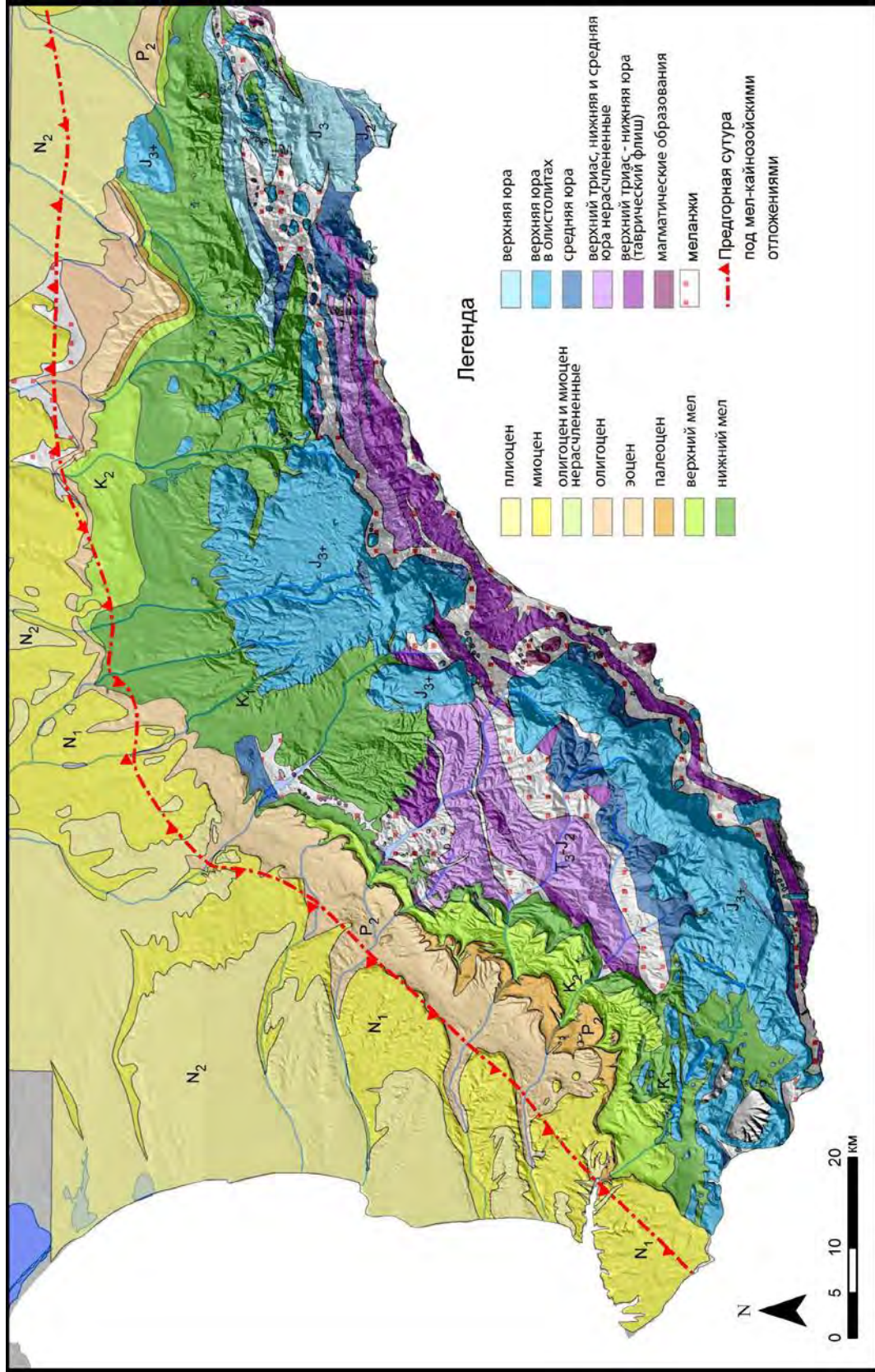


Рисунок 3.3 - Геологическая карта Горного Крыма (по [21]) с наложением на рельефную основу по материалам Shuttle Radar Topography Mission (NASA))

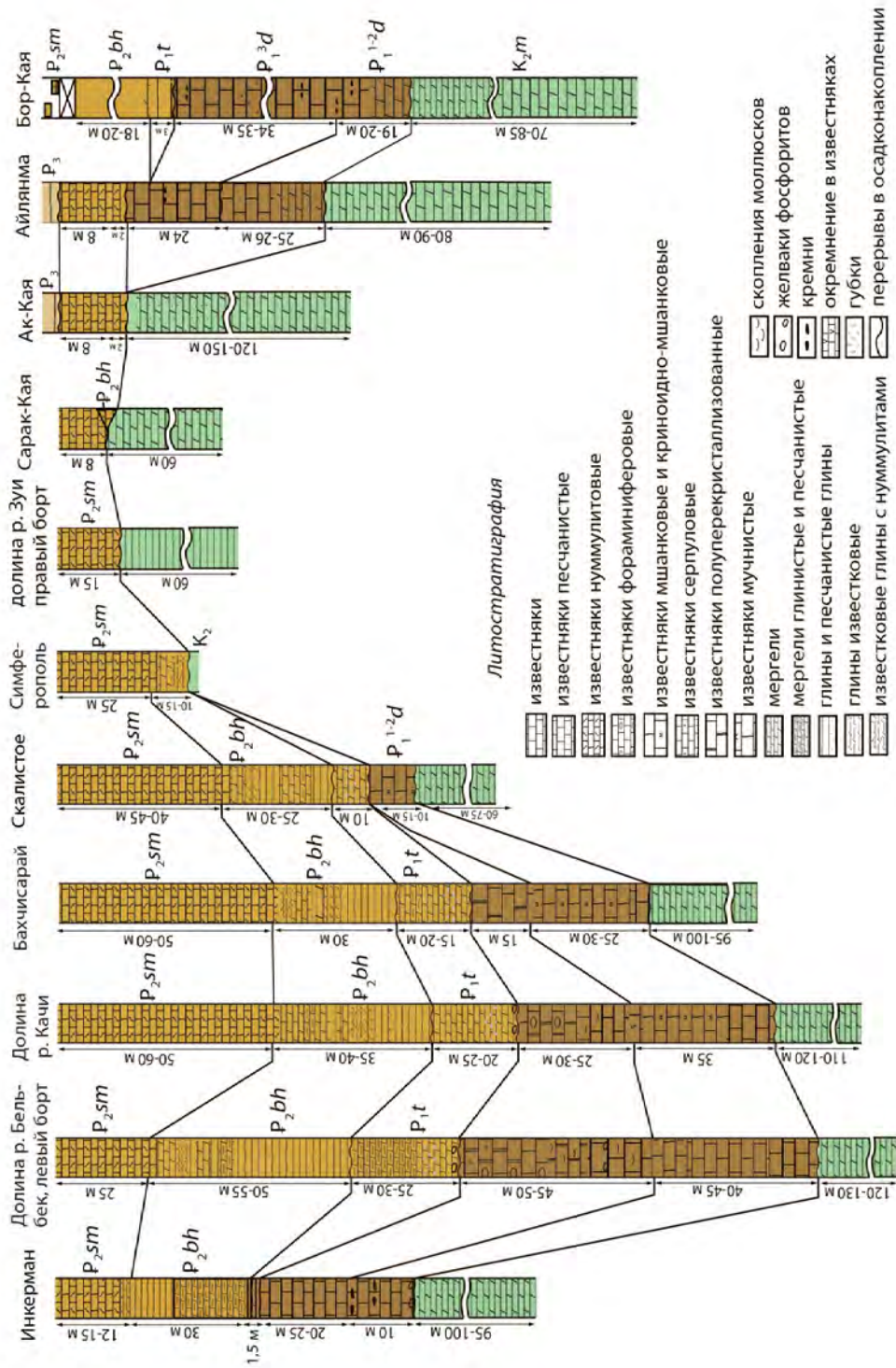


Рисунок 3.4 - Корреляция геологических разрезов Внутренней гряды (составлено автором по данным [50; 144])

Кучук-Карасу, поворачивает на юго-восток, и, пройдя в этом направлении 12-14км, между селами Родники и Тополевка, поворачивает на северо-восток.

Верхнемеловой комплекс растворимых пород включает отложения сеноманского, туронского, коньякского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов. Мощность отложений колеблется от 0-50 м (Симферопольское поднятие) до 700 м (Равнинный Крым). Выходы маастрихтского яруса представлены старосельской свитой и наблюдаются практически на всем протяжении Внутренней гряды: начинаясь на юго-западе от Инкермана, они непрерывно протягиваются до Симферополя, и далее, появляясь в междуречье Бурульчи и Биюк-Карасу, протягиваются до правобережья долины рек Мокрого и Сухого Индола. На север - северо-запад они погружаются под мощный чехол палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений Равнинного Крыма. Пористость известняково-мергельной толщи маастрихтского яруса колеблется от 3,5 до 13 %, а карбонатность от 58 до 92 % [171].

Датский комплекс пород. На меловой толще залегают прочные мшанковые и фораминиферовые известняки дата, детально охарактеризованные М. В. Муратовым и Г. И. Немковым [160]; авторами [169]; Л.П. Горбач [50], Е.А. Лыгиной [144] и др. Их мощность колеблется от 10 до 100 м, убывая с юго-запада на северо-восток в Юго-Западном и Центральном районах и вновь возрастая в Восточном. На междуречье Бодрака и Альмы эти отложения выклиниваются, срезаясь предтанетским размывом, и появляются к юго-востоку от г. Ак-Кая.

Литологически в толще ниже-среднедатских отложений Юго-Западного района авторы [169] выделяют три горизонта: базальный глауконитовый песчаник мощностью от 0,1 до 1,5 м; известняки алевритистые мощностью от 1 до 10-15 м; известняки мшанковые, криноидно-мшанковые, серпулиево-мшанковые мощностью до 30-40 м. В Восточном районе литологический состав ниже-среднего дата не такой разнообразный.

В геоморфологическом отношении датские отложения формируют вершинную часть мощной палеоценовой куэсты и ряд останцовых плато с крутыми склонами.

Карбонатность известняков датского комплекса составляет 70-80 %, в ряде случаев - 87-99,9 %. Низкое количество нерастворимого остатка создает хорошие предпосылки для развития карста в этих отложениях. Пористость достигает 10-22 %, в отдельных случаях 35-38 %. Проницаемость отложений за счет трещиноватости составляет 80-100 мД. Трещины, обычно прямолинейные, ориентированы перпендикулярно к слоистости, их ширина 0,05-0,12 мм, интенсивность 0,47-0,78 см/см² [171].

Перекрывающие датский комплекс отложения *верхнего палеоцена* (качинский региоярус) и *нижнего эоцена* (бахчисарайский региоярус) представлены преимущественно мергелями и известковыми глинами, песчаниками с глауконитом и известняками с прослоями глин. Карбонатность уменьшается по разрезу снизу вверх от 60-70 % до 35-40 %, пористость составляет 8-15 %.

Среднеэоценовый комплекс (симферопольский региоярус) пород представлен нуммулитовыми известняками и мергелями. Хорошо карстующиеся нуммулитовые известняки представляют собой один из наиболее характерных и выдержанных горизонтов палеогеновых отложений Крыма [160]. Они залегают согласно на отложениях бахчисарайского региояруса. Нуммулитовые известняки имеют желтовато-серый цвет и высокую плотность, содержат скопления раковин крупных фораминифер.

Чередование органогенно-обломочных нуммулитовых известняков с прослоями мергелей выражается в рельефе в виде крутого ступенчатого склона. Ярко выраженный навес над обрывом образуют обломочные нуммулитовые известняки. Вышележащая пачка крепких розоватых органогенно-обломочных нуммулитовых известняков с глинистой примесью и ожелезнением не образует столбообразных форм, склон становится пологим, со ступенчатым рельефом [144].

Благодаря высокой денудационной стойкости нуммулитовые известняки почти на всем протяжении от Инкермана до Симферополя и далее от долины Бурульчи (с. Русаковка) образуют отчетливо выраженную эоценовую куэсту.

Известняки обладают крайне неравномерной водопроницаемостью, характеризуемой коэффициентами фильтрации 0,002-5,8 м/сут [63]. Карбонатность составляет 20-84,5 %, открытая пористость изменяется в пределах 12-47,2 %.

Бронирующий слой нуммулитовых известняков на северо-западном склоне Внутренней гряды погружается под согласно налегающие слои мелоподобных и глинистых известняков и тонкослоистых сильно трещиноватых мергелей бодракского (новопавловского) и альминского ярусов суммарной мощностью около 200 м. Эти отложения приурочены к подножью пологого склона и осевой части Северной продольной депрессии. Они содержат много глинистых частиц и слабо карстуются.

В Восточном районе эоценовые известняки сменяются кверху с размывом коричневыми глинами майкопской серии с редкими пачками алевролитов и глинистых песков. Этот контакт хорошо прослеживается в обнажениях бортов небольшого карьера на Ак-Кае [45].

Среднемиоценовый (тортонский) комплекс. К северу от Мекензиевых гор располагается обширный участок развития миоценовых отложений (глины, известняки, песчаники), которые с размывом перекрывают новопавловские и альминские слои. Последние вскрываются под миоценовым покровом крупными оврагами и балками на левобережье р. Бельбек. Их сохранность на западе Внутренней гряды связывается с удаленностью от активно воздымающихся (0,8-1,8 мм/год) структур Симферопольского поднятия и близостью к участкам опускания (Севастополь - 0,5 мм/год), вследствие чего денудационные процессы здесь были менее интенсивны [51]. На Внешней гряде и в Равнинном Крыму скважинами вскрыты кавернозные и закарстованные органогенно-детритусовые и обломочные известняки мощностью 30-70 м. В органогенных разностях пористость колеблется от 24 до 40,9 %, в обломочных и детритусовых от 14 до 36 %. Карбонатность изменяется от 82 до 95,5 %, а проницаемость от 0,1 до 250 мД [171].

Сармат-мэотис-понтический комплекс. Отложения данного комплекса

слагают склон Внешней гряды и подстилаются ниже- и среднесарматскими глинами мощностью до 40 м. Верхнесарматские отложения представлены оолитовыми, детритусовыми и раковинными известняками с редкими прослоями мергелей, глин и песков. Нерастворимый остаток составляет 0,5-4,5 %, содержание кальцита 94-98 % [171]. Отложения мэотического яруса выходят на поверхность в долине р. Бююк-Карасу. Они представлены ракушечными и оолитовыми известняками с прослойками мергелей и глин. Венчают разрез ракушечные известняки понтического яруса, состоящие из битых створок и ядер моллюсков, сцементированных известковистым цементом. Пористость их высока (45-60 %), нерастворимый остаток составляет 0,1-3,4 % [171].

Таким образом, в литолого-стратиграфическом комплексе пород Внутренней гряды выделяются нижнепалеоценовые и среднеэоценовые отложения с явным преобладанием известняков с незначительным содержанием нерастворимых примесей и высокой пористостью и проницаемостью. Чередование высоко- и слабопроницаемых слоев, а также наличие сквозьформационных тектонических нарушений послужило одним из условий развития гипогенного карста.

3.3. Геоморфологические факторы

Геоморфологические факторы, влияющие на карст, включают в себя гипсометрическое расположение района, высоту над общим и местным базисом эрозии, интенсивность горизонтального и вертикального расчленения рельефа, глубину и характер расчленения обнаженных карбонатных пород и покровных отложений, морфологию и генезис форм рельефа, историю его развития и возраст.

Внутренняя гряда лежит на границе между Главной и Внешней грядами, отделенная от них соответственно Южной и Северной продольными депрессиями (межгрядовыми понижениями).

Начало Внутренней гряды на юго-западе фиксируется в рельефе Инкерманскими высотами на правом берегу реки Чёрной. Далее она тянется в северо-восточном направлении до долины реки Бельбек, включая горы Кара-Коба

(280,5 м), Шулдан-Бурун (538 м), Чардаклы-Баир (557 м) и обособленный останец Мангуп (584 м). На правобережье Бельбека гряда продолжается от горы Арман-Кая до скалы Бурун-Кая, сохраняя высоту бровочной части около 520-560 м. Над долиной реки Кача, пересекающей здесь гряду, возвышается массив Качи-Кальон, от которого далее через останцы Кыз-Куле-Бурун, Тепе-Кермен, Чуфут-Кале, Беш-Кош, возвышенность Аныхсырт, гряда следует к реке Бодрак, постепенно понижаясь. В междуречье Бодрака и Альмы наблюдается некоторое понижение гряды (гора Бакла (472 м), Куктамецкий Бугор (361 м)), но затем вплоть до Симферополя (Петровские скалы) она ярко выражена в рельефе горами Таш-Джарган (537 м), Чумакары (469 м) и безымянной вершиной (455 м). От Симферополя выраженность рельефа гряды резко снижается вплоть до горы Ак-Кая, проявляя себя лишь в отдельных безымянных невысоких (240-300 м) массивах возле сёл Литвиненково, Цветочное, Русаковка и горы Сарык-Кая. От Ак-Кая гряда тянется на юго-восток до горы Кубалач (766 м) и, постепенно понижаясь, орографически заканчивается, вплотную подходя к массивам Малый и Большой Агармыш. Отнесение их к Внутренней гряде спорно. По нашему мнению, опираясь на отличия в геологической истории и литостратиграфии, их следует относить к Главной гряде. Крайние восточные выходы нижнепалеоценовых пород прослеживаются к юго-востоку от Старого Крыма вплоть до Феодосии, однако из-за слабой выраженности и фрагментарности они не образуют ярко выраженной в рельефе куэстовой гряды.

Морфоструктурой первого порядка является весь Горный Крым, включающий три гряды (рисунок В.4) [27]. Ранее Г.Е. Гришанков и др. [53] морфоструктурой первого порядка предлагали считать лишь краевую подвижную зону Крымского участка Скифской плиты, перекрытую главным образом меловыми и палеоген-неогеновыми породами. Она отвечает куэстовому низкогорью и наклонным равнинам Предгорного Крыма, полностью сформированным в неотектонический этап развития Крыма.

Предгорно-Крымская блоково-моноклиальная морфоструктура второго порядка, по мнению Б.А. Вахрушева, отвечает Внутренней и Внешней грядам, а

также Южной и Северной продольной депрессиям. Г.Е. Гришанков и др. [53] к морфоструктурам второго порядка относят моноклиналильные структурно-денудационно-аккумулятивные приподнятые равнины и глыбово-моноклиналильное куэстовое низкогорье. Структурами третьего порядка выступают моноклиналильные структурно-денудационные и пластово-аккумулятивные равнины, покрытые плащом плиоценово-антропогенных галечников.

И.Л. Соколовский [177] в морфоструктуре складчатой системы Горного Крыма выделяет следующие комплексы морфоскульптур: комплексы структурно-денудационных форм рельефа Внутренней и Внешней гряд и комплексы эрозионно-аккумулятивных форм рельефа продольных долинообразных низменностей, разделяющих гряды. Л.В. Беляков и С.М. Кропачев [9] говорят не о структурно-денудационном, а о эрозионно-денудационном рельефе куэст и подчиненной роли эрозионно-аккумулятивного рельефа (долины рек, речные террасы, плоские днища оврагов).

Анализ существующих схем морфоструктурного районирования Горного Крыма показал, что все авторы, несмотря на описанные выше различия, сходятся во мнении, что главной чертой геоморфологического облика Предгорья является наличие куэстовых гряд. По мнению ряда исследователей куэстовые гряды не являются преобладающей морфоструктурой в рельефе в силу ряда геоморфологических особенностей, подробно рассмотренных в работе [52; 53]. Выраженность Внутренней гряды на всем ее протяжении неодинакова, что позволяет исследователям опровергнуть распространенный тезис о двух параллельных грядах, протянувшихся через всё Предгорье, а говорить об отдельных участках Внутренней куэстовой гряды, полностью сформированных и разделенных между собой структурно-денудационными и древне-эрозионными котловинами, и отдельных участках Внешней куэстовой гряды, находящихся в начальной стадии развития.

Неравномерная выраженность участков гряд определяется геологическим строением, обусловившим пологое моноклиналильное залегание ($5-15^\circ$) и чередование пластов горных пород разного литологического состава и

податливости к разрушению, а также экзогенными процессами, определившими особенности морфоскульптур, среди которых самые распространенные - флювиальные.

С северо-запада и юго-востока Внутреннюю гряду ограничивают Северная и Южная продольные депрессии (ЮПД), имеющие эрозионно-денудационный генезис и плиоцен-четвертичный возраст. Они представляют из себя совокупность эрозионных понижений и разделяющих их возвышенностей. Мергели и известняки пермокарбона, валанжина, турона, а также изверженные породы выражены в рельефе ЮПД в виде возвышенных участков. Литологический состав пород, слагающих Северную депрессию, менее разнообразный (мергели верхнего эоцена), из-за чего её рельеф менее расчленен [183].

Поперечные долины главных рек северного склона Бельбека, Качи, Альмы, Салгира, Зуи, Бурульчи и Биюк-Карасу геоморфологически неоднородны. Они характеризуются чередованием широких (1-1,5 км) террасовых участков, выработанных в мягких породах депрессий, и узких (300-400 м) крутосклонных участков в пределах куэстовых гряд [183]. Хорошая геоморфологическая выраженность поперечных долин обеспечивается положением в зонах развития альпийских тектонических сбросов [97]. Русла субсеквентных рек чаще всего приурочены к мягким, легко размываемым песчано-глинистым и мергелистым отложениям, залегающим между известняками, однако на отдельных участках они могут быть заложены по тектоническим трещинам [139].

Таким образом, в литературе упоминается тектоническая предпосылка заложения речных долин, однако конкретные причины высокой степени расчлененности рельефа Внутренней гряды не объясняются. Обычно подразумевается главная роль эрозионного фактора [139; 183].

В литературных источниках при описании морфоскульптур Внутренней гряды основное внимание обычно уделяется флювиальным формам, а также формам комплексного выветривания [10; 53; 139; 183]. Прочно закрепилось мнение, что карстовые морфоскульптуры района исследований, как

поверхностные, так и подземные, выражены слабо. Действительно, современное поверхностное закарстование на структурных склонах куэст развито слабо в силу климатического фактора, а также ввиду прикрытости известняков глинистыми отложениями, за исключением узких прибрежных участков. В районе исследования встречается несколько видов карров и мелкие воронки (Приложение Г, рисунок Г.1). На морфологию карров оказывают влияние литолого-текстурные особенности карбонатных пород [82]: блюдцеобразные встречаются чаще в песчанистых и мергелистых слоистых известняках, котлообразные – в толстослоистых и более плотных известняках, вытянутые карровые борозды и желоба – на склонах крутизной 10-25° по простиранию трещин. Поля плотного распространения этих форм площадью от нескольких десятков м² получили развитие лишь на водораздельных пространствах с сильно разреженным растительным покровом. Карстовые воронки редки, имеют небольшие размеры (диаметр до 6 м при глубине до 2 м) и слабую выраженность в рельефе. Они приурочены к зонам тектонической трещиноватости и расположены либо в верховьях современных эрозионных ложбин, либо над полостями (воронки просадочного происхождения).

3.4. Гидрогеологические факторы

Особенности гидрогеологического строения и распространения подземных вод Внутренней гряды и прилегающих территорий описаны в ряде обобщающих работ [42; 45; 76; 171; 180; 194; 202].

Согласно схеме гидрогеологического районирования [45], исследуемый район находится в пределах юго-восточной части Причерноморского артезианского бассейна (провинция А) и западной части Приазовского артезианского бассейнов (провинция Б), граница между которыми проведена на основе структурных условий с учетом карт гидроизопьез неогеновых водоносных горизонтов по водоразделу, от которого подземные воды растекаются к Азовскому и Черному морям. В составе провинций выделены гидрогеологические

районы второго порядка, среди которых на территории Внутренней гряды расположены Альминский артезианский бассейн и Симферопольское поднятие (провинция А) и Белогорский артезианский бассейн (провинция Б). В системе современных принципов гидрогеологического районирования Приазовский бассейн рассматривается как часть единого Причерноморского артезианского бассейна [180], а обоснованность выделения Альминского артезианского бассейна подвергается сомнению.

Подземные воды района характеризуются преимущественно пластовой структурой типа адбассейна, где водоносные горизонты в хорошо проницаемых слоях разделяются слабопроницаемыми горизонтами.

Материалы гидрогеологических исследований [171; 180] дают представление о строении региональных водоносных комплексов Внутренней гряды.

Раннепалеоценовый водоносный комплекс развит на южном крыле Альминского, Белогорского и Северо-Сивашского бассейнов. Мергели качинского яруса вместе с глинами нижнего эоцена образуют верхний слабопроницаемый покров данного комплекса, изолирующие свойства которого ослаблены вдоль линейно-локальных трещинных зон и разломов. Геофизические работы в Альминской впадине показывают, что обводнена в основном верхняя часть пород мощностью 14-20 м, соответствующая интервалу залегания известняков верхнего дата и лишь частично захватывающая известняки раннего и среднего дата. В зоне выхода известняков на поверхность они сильно закарстованы, к ним приурочены грунтовые воды. На участках, примыкающих к области питания, пьезометрические уровни устанавливаются на 24-33 м ниже поверхности земли, на абсолютных отметках 130-90 м. В направлении погружения водовмещающих пород отмечаются увеличение напоров до 1000-1500 м и уменьшение глубины залегания пьезометрических уровней. На южном крыле Северо-Сивашского бассейна эти воды нередко изливаются с напорами до 5-15 атм. На южных крыльях Альминского и Белогорского бассейнов самоизлив из скважин отмечен только на участках с пониженным рельефом, как, например, в долине р. Бельбек, где пьезометрические уровни устанавливаются на 5-41 м выше

поверхности земли.

Степень обводненности датских отложений неравномерная. Наибольшая обводненность отмечается на относительно приподнятых участках, примыкающих к области питания, наименьшая – в области их погружения. Дебиты нисходящих источников вблизи области питания (районы с. Залесное, между с. Скалистое и с. Глубокий Яр, с. Староселье) изменяются от 0,5 до 2 л/сек. Изрезанность рельефа в юго-западном направлении уменьшается, в этом же направлении уменьшается количество источников и их дебит, создаются более благоприятные условия для накопления напорных вод.

На восточном участке южного крыла Белогорского бассейна (от с. Долинное до г. Старый Крым) водообильность палеоценовых известняков различается не только на площади отдельных блоков, но даже в пределах одного и того же блока. Примером является Султановский блок, напорные воды которого были вскрыты четырьмя скважинами. После вскрытия вод тремя скважинами с суммарным дебитом при самоизливе 22,3 л/сек источник, приуроченный к линии тектонического нарушения, иссяк, что позволяет считать его основным естественным очагом разгрузки напорных вод данного блока.

Выше водоносного раннепалеоценового комплекса залегает слабопроницаемая толща танетских глин и мергелей, которые являются слабопроницаемым основанием для перекрывающего среднеэоценового водоносного горизонта. Проницаемость этой толщи обеспечивается только тектонической трещиноватостью и наличием гидрогеологических окон. Примером такой проницаемости служит водоносный комплекс палеоценовых и среднеэоценовых отложений на участке Белогорского бассейна от г. Белогорска до с. Долинное. Здесь слой кварцево-известняковых песчаников нижнего эоцена мощностью 15-30 м, залегающих в основании обводненных известняков среднего эоцена, участками выклинивается, вследствие чего палеоценовые известняки и нуммулитовые известняки среднего эоцена разделены неповсеместно. Гидравлической связи вод данного комплекса способствует также развитие в них системы тектонических трещин меридионального направления. Несколько

источников, расположенных севернее линии погружения палеогеновых известняков под более молодые отложения, являются восходящими. Все они увязываются с линиями выявленных и предполагаемых разломов [45].

Водоносный комплекс среднеэоценовых отложений. Областью питания вод этого комплекса являются северные склоны Внутренней гряды, прорезанные большим количеством балок, дренирующих эти отложения и содержащих нисходящие источники с дебитом до 0,5 л/сек. Воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,4-0,6 г/л и температурой 13-15°C. Питание осуществляется атмосферными осадками, а на участках, где аллювиальные отложения рек Альмы, Салгира и Чурук-Су залегают на известняках, - путем подпитывания аллювиальными водами.

Напорные воды вскрыты скважинами в Альминском бассейне, восточном крыле Симферопольского поднятия и в Белогорском бассейне (рисунок 3.5, таблица В.5). Их химический состав характеризуется возрастанием содержания ионов натрия и хлора и минерализацией 25,5 г/л. Верхним водоупором для напорных вод рассматриваемого комплекса служат мергели верхнего эоцена. Там, где они отсутствуют и известняки оказываются обнаженными, в их элювии накапливаются пресные грунтовые воды [45].

В районе исследования вскрываются скважинами и выходят в виде источников воды с высоким содержанием сероводорода, реже метана, редких инертных газов. Они вскрываются в отложениях от среднемиоценового до палеозойского возраста. Одним из первых был описан источник Бурун-Кая в окрестностях Бахчисарая, обследованный В.А. Обручевым [163]. Содержание в воде углекислого газа точно не было установлено, однако, по данным В.А. Обручева, в источнике наблюдалось газирование. Также газирование наблюдалось в водах, вскрытых скважинами в 1951 г. у с. Белоглинка, впоследствии ликвидированными. Содержание свободной углекислоты в них составило 1314 мг/л [2]. Слабо газируют и хлоридные натриевые воды скважины у с. Васильевка. Также С.В. Альбов указывает на обнаружение сухих газовых струй в шурфах при геологоразведочных работах в скважинах западнее Бахчисарая и в окрестностях г.

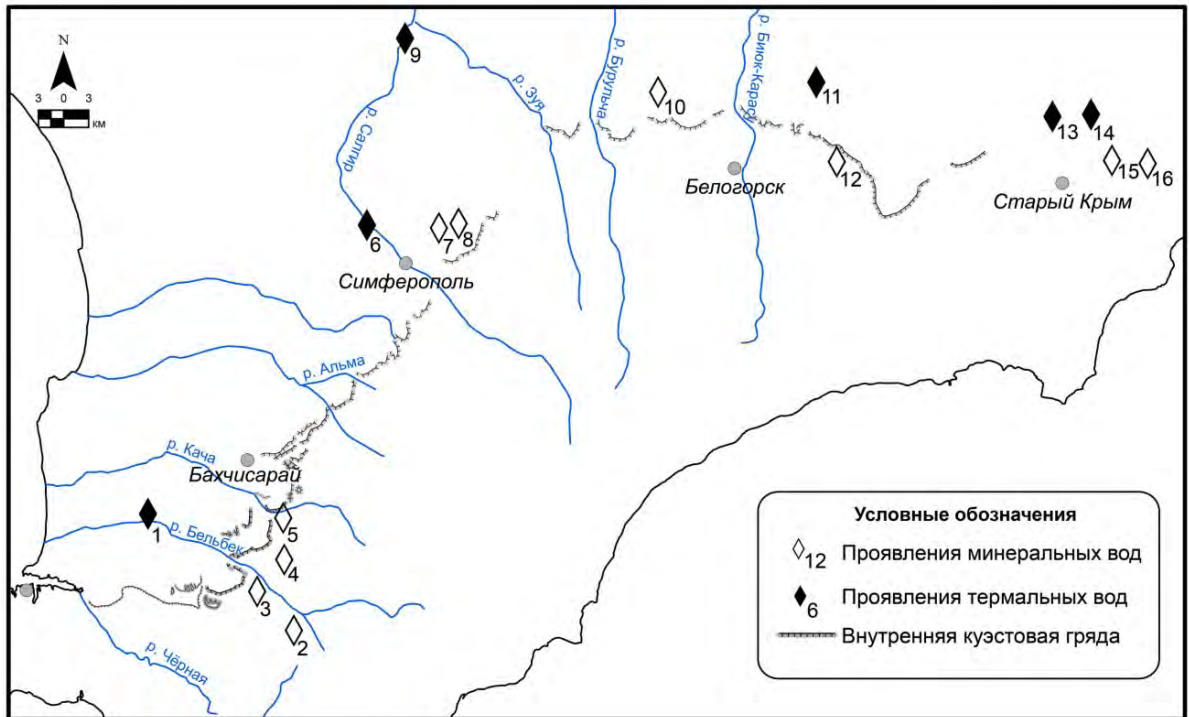


Рисунок 3.5 - Расположение водопроявлений минеральных и термальных вод в Предгорном Крыму. Номера водопроявлений см. в таблице В.5 (составлено автором по [2; 3; 202] и собственным изысканиям)

Старый Крым и предполагает наличие в глубине зоны насыщения горных пород азотно-углекислой или углекислой минеральной воды [2].

Приведенные материалы свидетельствуют о сложной организации гидрогеологических структур в пределах Внутренней гряды и ее окрестностей, в частности – о локальной гидравлической связи вертикально-разобщенных горизонтов и комплексов, а также большой роли межпластовых перетоков и сквозьформационных потоков. Широкое распространение гидрохимических и термальных аномалий является признаком наличия вертикальных зон высокой проницаемости, что в условиях присутствия карбонатных слоев в разрезе означает каналовую проницаемость и диагностирует спелеогенез.

3.5. Анализ условий развития карста

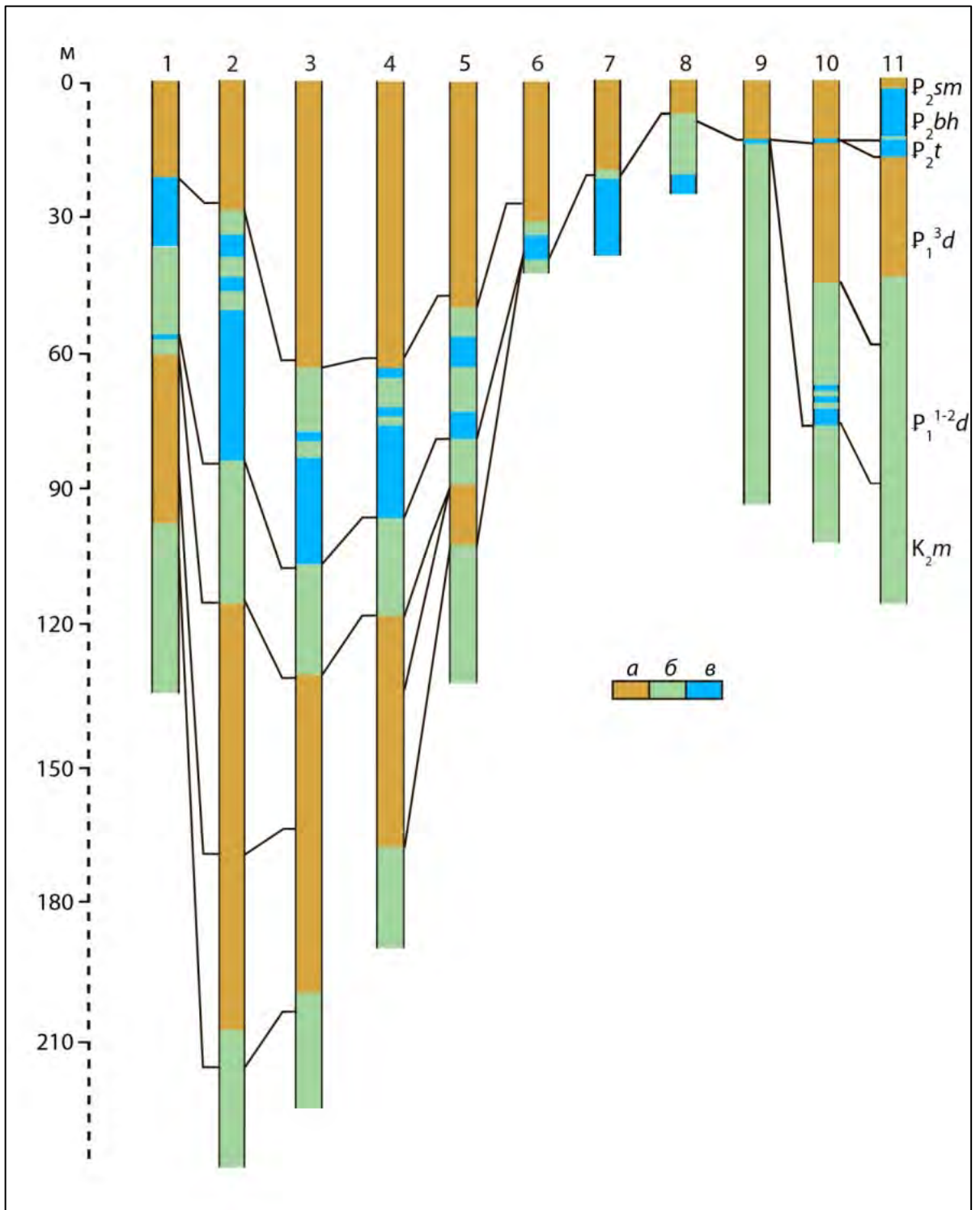
Условие наличия растворимых горных пород определяется развитием

карстующихся пород в плане и разрезе, их литологией и мощностью, а также характером и мощностью перекрывающих отложений [73].

Анализ литостратиграфических факторов показал, что в пределах исследуемой территории широкая обнаженность карстующихся пород на поверхности определяется моноклиналильным строением Внутренней гряды, структурные склоны которой сложены известняками датского яруса палеоцена и симферопольского региояруса эоцена. Аструктурные склоны, в которых вышеназванные породы чередуются с разнокарстующимися и некарстующимися толщами, в плане занимают значительно меньшую площадь, но экспонируют закарстованные разрезы этих толщ. В процентном соотношении это выглядит следующим образом: хорошо карстующие породы развиты на 76,5 % исследуемой территории (из них известняки датского яруса палеоцена - на 18,6 %, известняки симферопольского региояруса эоцена – на 53,4 %, неогеновые известняки – на 4,5 %), слабо карстующиеся (песчанистые известняки, мергелистые известняки, известковистые мергели) – на 17,7 %, некарстующиеся (пески, песчаники, песчанистые глины, известковистые глины, глины) – на 5,8 %.

Изменение карстуемости пород в разрезе можно проследить по рисунку 3.6, на котором схематично представлены данные по мощности пород разной степени карстуемости в разрезах с запада на восток вдоль простирания Внутренней гряды. Разбавление карбонатной составляющей песчано-алевритовым материалом наиболее характерно для верхней части маастрихтской, в низах датской и танетской толщ, а также в большей степени для восточных разрезов по сравнению с западными. Несмотря на меньшую мощность, эоценовые известняки образуют более выдержанный горизонт, в то время как датские полностью отсутствуют на центральном участке от междуречья р. Бодрака и р. Альмы до юго-восточных склонов г. Ак-Каи.

В разрезе четко выделяется два комплекса хорошо карстующихся пород, имеющих значительное площадное распространение и мощность в разрезе. Первый комплекс представлен мшанковыми, криноидно-мшанковыми,



Условные обозначения. Горуды: а – хорошо карстующиеся, б – слабо карстующиеся, в – некарстующиеся. Местоположение разрезов: 1 – Инкерман; 2 – долина р. Бельбек, левый борт; 3 – долина р. Качи; 4 – Бахчисарай; 5 – Скалистое; 6 – Симферополь (окрестности с. Марьино); 7 – долина р. Зуи, правый борт; 8 – г. Сарак-Кая; 9 – г. Ак-Кая, 10 – г. Айлянма, 11 – г. Бор-Кая.

Рисунок 3.6 - Изменение карстующести пород в разрезах Внутренней гряды (составлено автором по данным [50; 144])

серпулиево-мшанковыми и фораминиферовыми известняками с содержанием карбоната кальция 70-80 % (иногда до 99 %) и 2-15 % нерастворимого остатка [171]. Второй комплекс представлен нуммулитовыми известняками с карбонатностью 50-80 %. Наличие большого количества глинистого нерастворимого остатка в карстующихся породах, колыматирующего трещины, наряду с другими факторами, ограничивает развитие современного карста.

Условие наличия водопроницаемости пород. Водопроницаемость пород определяется преобладающим типом водовмещающих пустот (поры, трещины, каналы) и вкладом каждого типа в фильтрационные свойства породы. Свободное пространство в минеральном скелете породы, представленное пустотами различной формы, размера и генезиса, мы будем называть, согласно В.А. Всеволожскому [35], пустотностью. Термин пористость, часто используемый синонимично пустотности, мы относим только к межзерновым пустотам пород, сформированным в ходе седиментогенеза и раннего диагенеза и имеющим раскрытие до 0,1 мм. Это различие важно, поскольку высокий процент породы, занятый поровым пространством, не всегда свидетельствует о ее высокой проницаемости, а лишь о высоких емкостных свойствах. В формировании фильтрационных свойств карстующихся пород важную роль играет не столько поровая, сколько трещинная, и в максимальной степени – карстово-каналовая проницаемость.

Характеристика водопроницаемости закарстованных пород Внутренней гряды на сегодняшний день не может быть полной, т.к. имеющиеся в литературе оценки обычно касаются только её поровой составляющей. Л.П. Горбач [50] указывает на 40 % объема породы, занимаемого порами в известняках нижне-среднедатского подъяруса Внутренней гряды и 5 % - в известняках подъяруса верхнего дата. По данным Е.А. Лыгиной [144], в эоценовых известняках Инкермана межзерновая пористость достигает 25-30 %. Величины пустотности пород, определенные в Равнинном Крыму (датские известняки - 10-22 %, эоценовые – до 47 % [171]), лишь косвенно характеризуют пустотность этих же пород Внутренней гряды, поскольку первые залегают под чехлом более молодых

отложений на глубинах от -50-70 м до -1500-2100 м. Различия в приводимых значениях указывают на разные методы, используемые при подсчетах, разные размеры области опробования и неравномерное распределение пустотности по простиранию толщи и на различной глубине.

Крайне неравномерная водопроницаемость нижнепалеоценовых и среднеэоценовых отложений Равнинного Крыма (0,1-82,5 мД и 0,1–10 мД соответственно [171]) и Внутренней гряды (коэффициент фильтрации 0,002-5,8 м/сут [63]) отражает масштабный эффект и многоуровненность фильтрационной среды [119]: величины порядка нижнего предела характеризуют проницаемость нетрещиноватых и незакарстованных пород, а величины порядка верхнего предела – проницаемость трещиноватых и закарстованных зон. Распространение этих зон по территории неравномерно: максимальные трещиноватость и закарстованность пород наблюдаются в склонах консеквентных долин, с удалением от придолинных участков они резко снижаются.

Условие наличия движущихся вод мы рассматриваем в контексте гидрогеологической эволюции региона. А.А. Карцев [112] рассматривает гидрогеологический цикл в виде последовательности этапов трансгрессии, осадконакопления и формирования седиментационных вод, последующей регрессии, поднятия, денудации и инфильтрационного промыва, нового погружения, трансгрессии и прекращения инфильтрации. На каждом из этапов режимы водообмена (элизионный и инфильтрационный) отличаются в зависимости от глубины залегания формаций, степени гидрогеологической раскрытости и степени наследования карстовых структур от предыдущих стадий.

Для региона Внутренней гряды мы выделяем три эволюционные обстановки развития карстовых систем с разными условиями питания и режимами водообмена: 1) закрытая с восходящим питанием; 2) приоткрытая с наложением нисходящего питания на унаследованное восходящее; 3) раскрытая с нисходящим питанием. Первая обстановка связывается с условиями слоистого локально-нарушенного водонапорного комплекса складчато-надвигового обрамления и моноклиналильного склона Причерноморского артезианского бассейна [47; 130;

185; 189; 190]. Вторая обстановка связана с фазами геодинамической активизации и частичным геоморфологическим раскрытием напорных водоносных комплексов. Она характеризуется взаимодействием трещинно-жильных и пластовых вод и увеличением восходящей разгрузки в полосе Предгорной сутуры в виде карстовых источников (краевая область разгрузки). Такая разгрузка, в свою очередь, усиливала дальнейшее эрозионное расчленение основания, которое снимало напоры в соответствующих пластах и затем полностью их сдренировало, что ознаменовало переход гипогенных систем в реликтовое состояние и начало третьей – современной – обстановки. Она характеризуется нисходящим питанием на структурных склонах куэст, латеральным транзитом и разгрузкой в смежных продольных депрессиях. Основными источниками питания служат инфильтрация атмосферных осадков, конденсация и инфлюация при пересечении долинами рек Бельбек, Альма, Бодрак карстующихся пород.

Каждая из трех обстановок характеризовалась не только разным положением контура питания-разгрузки, но и разной интенсивностью водообмена. Наибольшая интенсивность характерна для второго этапа, во время которого произошло формирование основных объемов карстовых каналово-полостных систем.

Объем питания карстовых вод на современном этапе недостаточен для образования новых карстовых полостей: количество атмосферных осадков в Предгорье составляет 450-550 мм/год, объем конденсируемой влаги - 15-75 мм/год [62].

На всем протяжении эволюции карстовых систем Внутренней гряды закономерно изменялись факторы, определяющие *условие растворяющей способности воды*.

Положение краевой области разгрузки напорной моноклиальной водоносной системы в нарушенной и геодинамически активной полосе вдоль коллизинного шва обуславливало специфический химический и газовый состав восходящих глубоких трещинно-жильных вод (притоки CO_2 , S_2H , CH_4), и, возможно, аномальный геотермический режим.

В обстановке восходящего движения глубинных флюидов по сквозьформационным нарушениям и их взаимодействия с латеральными пластовыми потоками напорных вод растворяющая способность вод резко возрастала под действием механизма «коррозии смешивания», что вызывало эффекты плотностной конвекции и в результате обусловило формирование крупных полостей. Коррозия смешивания – эффект возобновления или увеличения агрессивности при смешивании двух вод, даже насыщенных карбонатом кальция, если они существенно различаются по содержанию CO_2 или H_2S , либо по солености, что обусловлено вогнутостью кривых растворимости кальцита [143; 268; 270]. Он играет важную роль в карстообразовании как во фреатических условиях эпигенного карста [218; 264; 267], так и в гипогенном карсте - в ситуациях смешивания глубоких трещинно-жильных вод (восходящих по сквозьформационным флюидопроводящим системам) с пластовыми трещинными или поровыми водами верхних горизонтов и комплексов [122]. Формирование полостей большого объема на современном этапе при нисходящем питании маловероятно вследствие недостаточного объема инфильтрационных вод и их малой агрессивности.

Комплексную оценку интенсивности современных карстовых процессов дает величина химической (карстовой) денудации. Для Внутренней горной гряды она в среднем составляет 10 мкм/год. Эта величина определена на основании химических анализов проб воды из 24 источников, водосборы которых сложены ниже-верхнемеловыми и палеогеновыми известняками [80].

Выводы

В разделе проанализированы основные физико-географические, геологические, геоморфологические и гидрогеологические факторы развития карста, определяющие каждое из четырех условий, обозначенных Д.С. Соколовым [176].

Условие наличия растворимых горных пород определяется присутствием известняков датского яруса палеоцена и симферопольского региояруса эоцена. Крайне неравномерная водопроницаемость отложений отражает масштабный эффект и многоуровненность фильтрационной среды.

Условие наличия движущихся вод рассматривается в контексте геологической эволюции региона и водообменных систем. Выделены три эволюционные гидрогеологические обстановки с различными режимами водообмена: 1) закрытая с затрудненным водообменом и восходящей разгрузкой в полосе Предгорья; 2) приоткрытая с интенсивным водообменом и восходящей разгрузкой; 3) раскрытая с местным нисходящим питанием и водообменом. На всем протяжении эволюции карстовых систем Внутренней гряды закономерно изменялись факторы, определяющие условие наличия растворяющей способности воды.

В современной обстановке карстогенеза основными источниками питания служат инфильтрация атмосферных осадков, конденсация и инфлюация карстующихся пород. Влияние климатических условий на формирование инфильтрационного питания карста среднеблагоприятное со следующими изменениями по территории и в течение года: 1) в теплый период года больше увлажнения получают склоны северной и северо-западной экспозиции, в холодный период - южных экспозиций; 2) за год больше всего эффективных осадков получает Восточный климатический район, меньше всего - Западный.

РАЗДЕЛ 4

ХАРАКТЕРИСТИКА И СПЕЛЕОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ
КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА

4.1. Морфогенетический анализ крупных карстовых полостей

В пределах Внутренней гряды задокументировано 96 пещер и крупных гротов, главным образом, вскрытых обрывами куэст, а также известны многочисленные мелкие гроты и ниши. Подавляющее большинство полостных форм приурочено к пачкам известняков симферопольского и датского ярусов, значительно меньше - к верхнемеловым и неогеновым отложениям.

Ниже дается описание пяти представительных пещер, в которых выполнены детальные морфогенетические исследования (Приложение Б).

Пещера Таврская является ключевым объектом для реконструкции как спелеогенетической истории региона, так и его гидрогеологической и геоморфологической истории, в связи с чем описание пещеры приводится в более расширенном виде [125].

Пещера расположена в пределах участка междуречья Бельбек - Кача, в 2 км к северу от пос. Куйбышево. Она разведана в 1995 г. сотрудниками сектора Первобытной археологии Крымского филиала Института археологии НАН Украины (КФ ИА НАНУ). В 1998 г. исследовалась отрядом Горно-Крымской экспедиции КФ ИА НАНУ, сделавшим съемку привходового участка и назвавшим пещеру Албатской [147]. Топоъемка всей полости выполнена в 2001 году (Козлов М., Романюк С., Бокань Ю.). В этом же году пещера занесена в Кадастр под именем Таврской.

Общая длина ходов пещеры Таврской достигает 507 м. Вертикальная амплитуда составляет 13 м, объем – 3000 м³. На сегодняшний день это самая крупная пещера Предгорного Крыма.

Вход в пещеру находится в вертикальном обрыве датских мшанково-криноидных известняков, в 13 м ниже его бровки. Он приурочен к отчетливой

плоскости напластования, хорошая морфологическая выраженность которой вдоль всего обрыва куэсты указывает на гидрогеологическую активность в прошлом. По этой плоскости развит привходовой канал северо-западного простирания, выводящий в основную часть пещеры.

Плановая структура пещеры (рисунок Б.1) контролируется субвертикальными тектоническими трещинами, следы которых прослеживаются по сводам и тупиковым замыканиям ходов. В этой структуре доминируют две галереи, развитые параллельно в 30 м друг от друга по азимуту 85° . Другим значимым структурным направлением является диагональное северо-восточное ($290-300^\circ$), по которому развиты привходовой канал, фрагменты хода-перемычки и Козьего лаза и ряд мезоформ. Это направление также хорошо выражены в ориентировках прямолинейных отрезков обрыва куэсты и в региональной тектонике. Распределение ориентировок осей потолочных куполов, заложенных по внутрипластовым субвертикальным трещинам средней и верхней частей известняковой толщи, демонстрирует еще более высокую степень анизотропии. Тут полностью доминирует направление $280-290^\circ$.

Несмотря на отчетливую роль субвертикальных тектонических трещин в структуре и морфологии ходов, заложение пещеры в разрезе контролируется также напластованием, в частности – выраженной в обрыве куэсты плоскостью напластования, положение которой в разрезе показано на рисунке Б.2.

По общему морфологическому облику полостных пространств пещеры выделяются четыре их морфотипа: 1) ходы по напластованию; 2) основные галереи сложной формы; 3) боковые глубокие ниши и каналы по напластованию; 4) рифтоподобные ходы и участки основных ходов. Подробное их описание выполнено в работах [125; 185].

Мезорельеф основных галерей пещеры Таврской весьма сложный, изобилующий различными формами и их сочетаниями (рисунок Б.3). Стены крупных ходов осложнены многочисленными округлыми нишами и углублениями с поперечниками от нескольких десятков см до 1-2 м, организованные в вертикальные серии (рисунок Б.3 В, Г). На нависающих стенах

индивидуальность углублений в вертикальных сериях часто становится слабовыраженной и они сливаются в восходящие стенные каналы (рисунок Б.3 Д). Описанная морфология и организация стенных форм является характерной для гипогенных полостей и объясняется растворяющим действием восходящих токов конвективных ячеек в условиях слабопроточной среды [122; 214; 249].

В сводовой области ходов широко распространены купольные и каминные формы диаметром до 1-2 м и высотой (выше уровня сводов) до 3-4 м. Также часто встречаются потолочные вертикальные каналы диаметром 10-40 см и высотой до 1-2 м, поперечники которых мало изменяются по высоте (рисунок Б.3 Ж, З). Такие формы называются «bell holes» («колокольные полости») в международной литературе, а их образование связано со свободно-конвективной циркуляцией в слабодинамичной водной среде [215].

Широкое распространение глубокопроникающих вверх форм в сводах ходов обуславливает формирование многочисленных положительных форм между ними: перегородок и скальных выступов-«подвесок» (рисунок Б.3 К, Л).

В пещере Таврская развиты различные типы вторичных отложений, среди которых наиболее широко представлены обвальнo-гравитационные, хемогенные, рыхлые мелкообломочные (щебнистые и глинистые) и органогенные. При морфогенетическом картировании отражались только отложения, имеющие отчетливое морфологическое выражение (обвальнo-гравитационные и натечные).

Среди хемогенных отложений наиболее распространены различные кальцитовые натечные образования и лунное молоко (мондмилх), образованные в вадозных условиях. Абсолютное датирование сталагмитов по соотношениям U/Th методами плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии, выполненное в лабораториях университетов Миннесоты (США), Киля и Гейдельберга (Германия), показало, что они сформировались в основном в период от 130 до 67 тыс. лет назад, хотя рост отдельных сталагмитов прекратился лишь 14,3 тыс. лет назад (подробное описание приводится в подразделе 5.3).

Особый интерес представляют находки в пещере зональной коры параллельно-шестоватого коричневого кальцита коричневого цвета мощностью

10-15 см в Южной галерее и у развилки на Козий ход в Северной галерее. Такой кальцит характерен для фреатических условий и «фаций» восходящих источников [235; 239]. Датирование кальцита Таврской по соотношениями U/Th методами плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии (лаборатории университетов Миннесоты (США), Киля и Гейдельберга (Германия) позволило определить, что он образовывался в период от 417 до 260 тыс. лет назад (см. подраздел 5.3). Изотопное исследование кальцита и подложки коренной породы показало, что изотопный состав кислорода и углерода подложки заметно смещен в сторону облегчения по сравнению с заведомо неизменной породой, что указывает на развитие зоны («гало») геохимического изменения, характерной для стен каналов, проводивших гипогенные флюиды (см. подраздел 5.5) [240].

Проведенные картирование и морфогенетический анализ пещеры Таврской, наряду с анализом геологических данных, позволяют сделать ряд важных выводов о факторах и условиях ее формирования и эволюции.

Положение пещеры контролируется системой сквозьформационных нарушений субширотного простирания, выраженных во всей мел-палеогеновой толще и оказавших существенное влияние на формирование речных долин и ряда других морфолинеаментов. Плановая структура пещеры и ее важнейшие морфологические черты контролируются субвертикальными тектоническими трещинами и их пересечениями с выраженной палеогидрогеологически активной плоскостью напластования в средней части разреза известняковой толщи, а также с отдельными слоями относительно высокой латеральной проницаемости. Структура пещеры не проявляет признаков эпигенного («нисходящего») спелеогенеза и функционально-генетической связи с современным рельефом.

Мезоморфология пещеры характеризуется преобладанием скульптурных поверхностей растворения, разнообразием соответствующих спелеоформ, что определяет возможности для реконструкции условий среды формирования пещеры. В пещере не выявлены первичные полостные формы, образование которых может связываться с вадозными условиями и действием свободных

потоков вод. Таким образом, по отношению к современной гидрогеологической обстановке, пещера является реликтовой.

Пещера Змеиная расположена в восточной части исследованного участка Внутренней гряды к юго-востоку от с. Левадки (урочище Батарей). Она имеет длину 310 м (вторая по длине пещера Предгорного Крыма), площадь – 410 м², объем – 1300 м³ (рисунки Б.4, Б.5). Полость заложена в нуммулитовых известняках эоцена (симферопольский ярус), слабо наклоненных к западу-северо-западу и подстилаемых мергелями маастрихта. Вход в пещеру располагается в крутом восточном обрыве Внутренней куэсты, в глубоком поперечном кулуаре, который является продолжением основного хода пещеры, лишенным кровли.

Основной ход пещеры простирается на запад-северо-запад поперечно обрыву и субпараллельно другому обрыву этого же выступа куэсты, проходящему в 100 м к юго-западу от пещеры. Основной и боковые ходы пещеры заложены по вытянутой серии латерально пересекающихся вертикальных трещин преимущественных направлений 300-310°, 340-350°, 40-50° и 80-90°, совпадающих с ориентировкой основных линейных фрагментов обрывов куэсты в этом районе. Максимальный прослеживаемый вертикальный размер расширенных растворением трещин достигает 12 м, вниз трещины продолжают узкими заполненными отложениями частями по всей вероятности до уровня подстилающих известняки мергелей. В сечении ходов ближней и средней частей пещеры выделяется наиболее широкая часть, которая трактуется как «основной ход».

В кровле пещеры имеются многочисленные простые и составные купола (рисунок Б.6), придающие сечениям четкообразную форму. Купола поднимаются на 2-7 м выше уровня потолка вглубь массива. Самые высокие из них выходят на единый литостратиграфический уровень, соответствующий подошве сильно трещиноватого слоя мергелистых известняков (рисунок Б.6 Ж). В полу основного хода имеется несколько обособленных восходящих каналов-фидеров (рисунок Б.6 Е, З, И). В стенах основного хода пещеры находятся отдельные латеральные каналы-«притоки» диаметром 10-30 см на примыкании к основному ходу, быстро

выклинивающиеся вглубь массива. Такие каналы, как и участки кавернозных стен, приурочены к характерному прослою более пористых известняков. Они сходны с боковыми каналами пещеры Таврской, Беш-Кош-3, Мангупской-1, Алимовой и других пещер региона.

Условия заложения, структура и мезоморфология пещеры полностью соответствуют модели гипогенного спелеогенеза. Пещера представляет собой рифтовый канал с выраженным расширением-«раздувом» в интервале его пересечения с проницаемым слоем, боковыми слепыми каналами по проницаемому слою и купольными формами по верхнему контуру-замыканию, выходящими на вышерасположенный проницаемый слой. Из рассмотрения условий заложения пещеры Змеиной очевидно, что дальнейшее отступление южного обрыва куэсты путем обрушения блоков будет использовать закарстованную (ослабленную) зону пещеры и приведет к продольному экспонированию в нем пещеры и ее «раскрытой» морфологии [129].

Пещера Беш-Кош-3 (Летучих Мышей). Вход в пещеру располагается в юго-восточном обрыве массива Беш-Кош (участок долины р. Чурук-Су). Массив Беш-Кош представляет собой останец куэстовой поверхности, бронированной датскими известняками, перекрывающими верхнемеловые мергели. Он отделен от соседних гор долинами Бюк-Ашлама-Дере и Кичик-Ашлама-Дере и находится в ядре крупной брахиформной антиклинали, к которому приурочена зона повышенной трещиноватости [59].

Пещера зарегистрирована в кадастре пещер Крыма под названием Летучих Мышей, позже было выполнено ее описание Ю.А. Долотовым [59], давшим ей название Беш-Кош-3.

Вход в пещеру находится в 20 м северо-восточнее пещеры Беш-Кош-2, в юго-восточном обрыве куэсты, несколькими метрами выше его основания, в криноидном слое датских известняков.

Пещера заложена по системе трещин с простиранием $130-310^\circ$ (рисунок Б.7) и слабо наклонена внутрь. Её протяженность достигает 56 м. Пещеру можно разделить на две отличные по морфологии части. Привходная часть

протяженностью 20 м представляет собой участок хода, который прорезает сильно песчанистую разность датских известняков мощностью до полуметра. Этот слой резко выражен в сечении полости: ширина входа максимальна именно в интервале этого слоя, где достигает 5,5 м. Высота привходовой части достигает 8 м и более, стены сильно кавернозны, местами покрыты тонкой кальцитово-корой.

В 20 м от входа пещера меняет азимут развития с 310° на 260°. В этом месте ход расширяется, образуя камеру шириной 3 м и высотой 8 м. Пол ее приподнят над окружающими участками из-за большей мощности наносов. Далее ход длиной более 10 м и высотой 1,5-3 м ведет в зал длиной около 12 м, шириной 4 м и высотой до 5 м. С действием обвальных процессов связаны неравномерная высота его сводов и гравитационные отложения, часто прикрытые наносами бурых глин, мощность которых составляет первые десятки сантиметров. Углубления и трещины стен в этой части пещеры выполнены лунным молоком. Далее за этим залом пещера быстро выклинивается в непроходимую трещину. В пещере обитает колония летучих мышей. В 20 м от входа отмечено заметное скопление гуано. Неподалеку расположен вырытый в полу небольшой шурф, рядом с которым было найдено значительное количество костей домашних животных и фрагментов керамики.

Ю.А. Долотов [59] считает генезис пещеры коррозионно-эрозионным, указывая на следы обработки стен мощными потоками воды. Однако наше исследование не подтверждает такую трактовку. При несомненно значительной скульптурности морфологии пещеры вследствие действия растворения, признаки «мощных потоков воды» (асимметричные фасетки на стенах, русловые желоба, эвразийские котлы, проч.) отсутствуют, как отсутствуют признаки связи с поверхностью плато и необходимые для существования таких потоков условия питания. При этом обильно представлены мезоформы, индикативные для гипогенного спелеогенеза, указывающие на слабодинамичную среду напорного водоносного комплекса, поступление вод по вертикальным трещинам снизу и большую роль смешивания с латеральным потоком поровых вод и растворения

свободно-конвективной циркуляцией (рисунок Б.8). Основные ходы пещеры имеют слепые тупиковые замыкания. В боковых ходах из-за меньшего количества наносов на полу четко просматриваются линейные питающие каналы.

Еще одним признаком формирования пещеры Беш-Кош-3 и других фрагментов каналов в этом массиве в напорных условиях служит находка в 40 м к востоку от полости мощного слоя фреатического кальцита, некогда выполнявшего реликтовую камеру Беш-Кош-4. Результаты анализа изотопного состава углерода и кислорода породы в пристеночной зоне камеры, проводившегося в лаборатории Института геологии и палеонтологии университета Инсбрука, описаны в подразделе 5.5.

Пещера Мангупская-1 заложена в толще датских мшанковых известняков, подстилаемых меловыми алевролитами, в юго-восточной части останцового массива Мангуп.

Вход представляет собой большой грот в 5 метрах ниже бровки куэсты. Длина пещеры 230 м, площадь 450 м², объем 1050 м³. Общее простирание полости субмеридиональное, однако, прямолинейные участки ходов имеют диагональные простирания. Ось основного хода параллельна обрыву куэсты (рисунок Б.9).

Практически на всем своем протяжении основная галерея в поперечном сечении имеет ярко выраженную треугольную форму с глубоким потолочным каналом и напорными куполами. Своды последних часто заложены всего в 2-3 м от поверхности. Ширина галереи колеблется от 1 до 5 м, высота до 6-7 м.

Ниже нее заложен узкий трещинообразный ход, который в сечении отделен от основной галереи перемычкой из глыбового и водномеханического материала. Таким образом, исходная морфология основной галереи представляла собой рифтовый канал с выраженным расширением в средней части поперечного сечения и узкой нижней частью. Стены пещеры в отдельных местах демонстрируют следы губчатого растворения. Морфология пещеры содержит комплекс форм, характерных для пещер гипогенного происхождения (рисунок Б.10). Последующая стадия эпигенной переработки пещеры идентифицируется по

натечным кальцитовым образованиям, рост которых продолжается и в настоящее время.

Пещера Душевского расположена в 2 км к северо-западу от с. Высокого (Бахчисарайский район), в 200 м от кромки южных обрывов безымянного останца. Общая протяженность пещеры составляет 130 м, глубина 50 м, объем – 2100 м³ [4]. Пещера имеет два входа диаметром 1-1,5 м, расположенные на расстоянии 3-4 м друг от друга, которые соединяются на глубине 5 м (рисунок Б.11). Далее вниз, на глубине около 15 м, единый колодец открывается в крупную рифтообразную полость. Полость заложена по направлению 60-140° и обследована по простиранию на длину около 50 м. На поверхности массива, примерно в 200 м от входа по простиранию на юго-запад, имеются небольшие сквозные просадки с ощутимой тягой, что свидетельствует о латеральном продолжении полости далеко за пределы закартированной части.

Северо-восточная часть полости почти на всю высоту забита крупными глыбами, между которыми имеются узкие лазы. В юго-западной части гравитационных отложений меньше. Днище усыпано мелкоземом. Натечные образования в пещере практически отсутствуют.

По нашим представлениям, пещера Душевского представляет собой мощный вертикальный трещинно-карстовый канал, служивший проводником восходящего потока через толщу маастрихта к некогда перекрывавшей толще палеоценовых отложений, «корневым» сегментом сквозформационной каналовой полостной системы. Следует отметить, что пещера расположена на простирании линеамента, контролирующего главный фронт куэсты к западу от р. Бельбек, а также на простирании к юго-востоку линии каньона поперечной долины р. Кача, что подчеркивает ее связь с крупными нарушениями.

Проведенный анализ показал, что практически все значительные пещеры Внутренней гряды заложены по секущим тектоническим трещинам. Заложение отдельных элементов пещер контролируется литостратиграфией. Обследованные пещеры отчетливо демонстрируют комплекс признаков и спелеоформ, индикативных для гипогенного спелеогенеза: однообразие размеров и

морфологии каналов, находящихся в сходной литостратиграфической позиции, наличие трещинных и точечных элементов питания снизу, расширенные латерально-протяженные участки (ходы) в определенных интервалах вертикальных закарстованных трещин, восходящие стенные каналы, участки губчатого растворения, потолочные выступы, полутрубы и купола, в том числе купола разгрузки в вышележащие слои с рассеянной проницаемостью. Широко распространены спелеоформы, связанные с действием ячей свободно-конвективной циркуляции в условиях слабодинамичной водонапорной системы.

Таким образом, проведенный детальный морфогенетический анализ крупных карстовых полостей показал, что по своей литостратиграфической приуроченности, структуре и морфологии они могут уверенно классифицироваться как полости гипогенного генезиса, сформированные в результате поперечного восходящего перетока по сквозьформационным и сквозпластовым трещинам в известняковых слоях от нижних горизонтов к вышележащим [129].

Насколько предложенная гипогенная интерпретация происхождения пещер согласуется с их наблюдаемыми характеристиками, настолько же применяемая ранее традиционная эпигенная трактовка происхождения пещер (пещеры-источники или пещеры-поноры открытого карста) противоречит им. Структура, морфология и вторичные отложения полостей не содержат признаков, характерных для пещер, проводящих нисходящий и латеральный сток (древовидных структур, меандрирующих каналов, ассиметричных фасеток на стенах, проч.). Пещеры, вскрытые в обрывах куэст, имеют уклон вглубь массивов согласно с падением пород и уклоном поверхностей куэст. Соответственно, они не обладают и не могли обладать в прошлом водосборами для формирования эпигенных пещерных водоносных систем, разгружающихся к обрывам. На поверхностях куэстовых гряд практически отсутствуют карстопроявления, которые могли бы служить питающим аппаратом таких систем. Воронки отмечены лишь на одном участке у сёл Глубокий Яр и Верхнесадовое [149] и связаны с локальным перехватом поверхностного стока уже существующими

полостями. Предполагать развитие пещер с инфлюационным питанием от палеопоноров в днищах долин со стороны куэст невозможно ввиду отсутствия условий для разгрузки таких систем в направлении падения пород и ходов; этому также противоречит морфология ходов, выклинивающихся или оканчивающихся слепыми тупиками в этом направлении. В пещерах, классифицированных В.П. Душевским [81] как трещины, расширенные растворением инфильтрационными водами, отсутствуют следы свободной вертикальной фильтрации на стенах. Напротив, их морфология несет отчетливые признаки формирования в условиях напорного водоносного комплекса путем расширения трещин восходящими вертикальными перетоками через вмещающие известняковые пачки.

4.2. Карстопроявления в обрывах куэст как элементы реликтовых гипогенных карстовых каналово-полостных систем

Куэстовое строение гряды обуславливает широкое распространение обрывистых и крутых склонов, сложенных карстующимися известняками палеоценового и эоценового возраста. Обнажения этих склонов демонстрируют разнообразие форм, генезис которых до недавнего времени в основном не связывался с карстом из-за несоответствия их характеристик концепции эпигенного спелеогенеза (см. подраздел 1.2). Эти формы традиционно трактовались как результат действия процессов комплексной денудации и избирательного поверхностного выветривания на обнажениях, но при этом: а) отсутствовали региональные обобщения их основных характеристик и свойств; б) наблюдаемые характеристики локализации и морфологии этих форм не согласуются с условиями действия постулируемых процессов их образования; в) не указывались конкретные факторы избирательности заложения форм в вертикальном разрезе и по простиранию обнажений; г) отсутствовали модели развития форм от начальных углублений до крупных размеров. Вопросы происхождения этих форм рассматривались обособленно, в отрыве друг от друга, тогда как сами эти формы повсеместно демонстрируют совместное

распространение и признаки сопряженного развития (парагенезис), а проблематика их происхождения тесно связана с трактовкой происхождения долин и характера склоновых процессов.

Вопросы происхождения ряда специфических форм поверхностей стен, наблюдаемых в обрывах куэст, рассматриваются нами в рамках моделей гипогенного спелеогенеза и соотносятся с фактическими данными, полученными при исследовании морфологии пещер [188]. При этом используется следующая номенклатура основных элементов гипогенных КПС, связанных функционально-генетическими отношениями в системе взаимодействия сквозьформационных восходящих и пластовых латеральных потоков подземных вод:

- субвертикальные трещинно-карстовые каналы;
- стратиформные и полостные элементы (расширения каналов, камеры, зоны кавернозности): 1) на пересечениях субвертикальных трещинно-карстовых каналов между собой и со стратиформными водопрводящими структурами (плоскостями напластования и слоями повышенной проницаемости), 2) на верхних замыканиях субвертикальных и наклонных (оперяющих) трещинно-карстовых каналов;
- карстовые каналы по плоскостям напластования и каналы межпластовых перетоков по мелким внутривластовым трещинам или системам первичной пористости;
- кавернозная кайма сквозьформационных каналов.

Крупные карстовые полости являются структурно-морфологической частью каналово-полостных систем Внутренней гряды, включая в себя все вышеперечисленные элементы.

Субвертикальные трещинно-карстовые каналы. В структуре гипогенных сквозьформационных КПС доминируют линейные субвертикальные каналы трещинообразной морфологии, за которыми в международной спелеологической литературе закрепилось название «рифты» (англ. rift - расселина, трещина, разлом) [122; 247; 249]. Они служат основными элементами гипогенных карстовых систем, образуя их пространственный каркас. Каналы-«рифты»

представляют собой крупные тектонические трещины и фильтрующие участки разломов, разработанные растворением восходящими потоками на ширину от десятков сантиметров до нескольких метров. Вертикальные размеры таких единичных каналов варьируют от нескольких метров до десятков метров, а латеральная протяженность – от первых десятков метров до первых сотен метров [122].

Систематическое обследование карстовых полостей и прибровочных частей обрывов Внутренней гряды позволило идентифицировать сквозьформационные вертикальные трещинно-карстовые каналы на разных участках гряды (Приложение Г, рисунок Г.2). По нашим представлениям, наличие таких каналов определяет механизмы отступления крутых и обрывистых склонов куэст и контролирует положение и конфигурацию их сегментов [166; 188; 189].

Доминирующим процессом на таких склонах являются обвалы глыб и блоков (англ. toppling – топплинг, опрокидывание), которые отделяются главным образом по остающимся в тыловых частях обрывов трещинно-карстовым каналам (рисунок Г.3 А, Б). Полевыми и лабораторными исследованиями выявлены следующие доказательства тектоно-карстового контроля блоковой делимости массива и действия механизма глыбово-блокового обрушения [189]:

- в основании обрывов почти повсеместно распространен глыбово-блоковый коллювий, как включенный в делювиальный шлейф, так и находящийся на его поверхности, несущий на себе фрагменты исходной гипогенной морфологии трещинно-карстовых каналов;

- систематическое обследование прибровочных участков обрывов и морфогенетический анализ карстовых пещер показывают соответствие характеристик скульптурных форм в обрывах условиям и процессам их образования в гипогенных карстовых полостях, при этом эти характеристики не соответствуют факторам и процессам современной обстановки нахождения форм в обрывах;

- наблюдения трещинно-карстовых каналов в их вскрытом или полураскрытом состоянии дают ключевые основания для интерпретации

спелеогенной природы форм обрывов: во многих случаях морфология каналов может наблюдаться непосредственно в их исходном состоянии (рисунок Г.2 А, Б, Д, З), а местами непрерывно прослежена от закрытых к открытым участкам (рисунок Г.2 В, И);

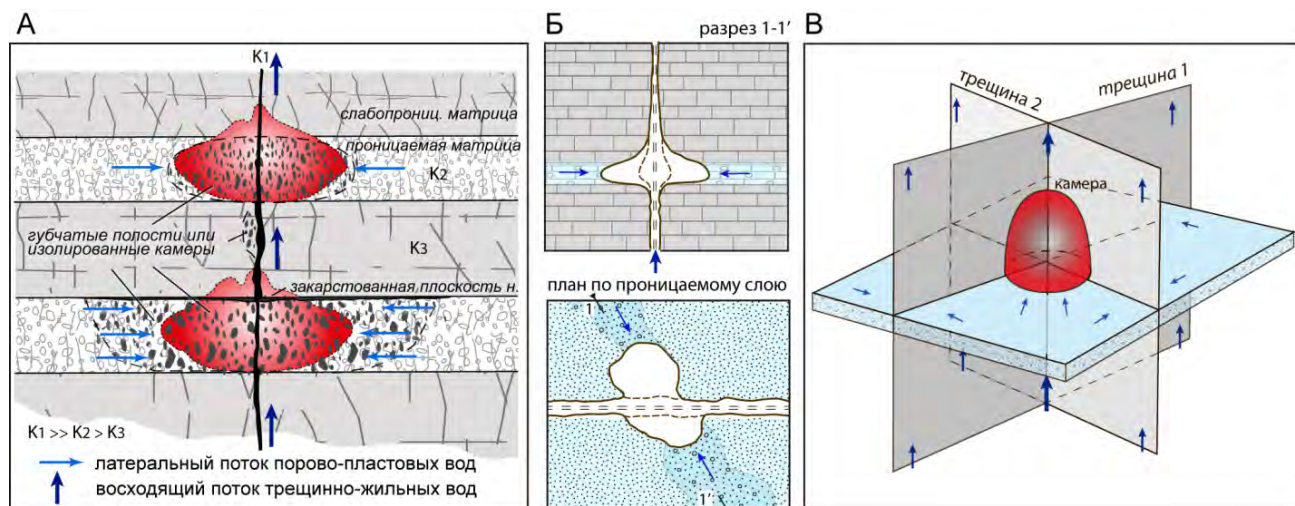
- исследования изотопного состава пород в пристеночной зоне в обрывах и закрытых каналах выявляют наличие сходных зон изотопных изменений, указывающих на воздействие гипогенных флюидов (см. подраздел 5.3).

В расположении субвертикальных трещинно-карстовых каналов по отношению к линии обрывов различаются две типичные ситуации - их субпараллельное расположение и расположение каналов под углом к обрыву. В первом случае отступление обрывов происходит путем отделения, отседания и обрушения межтрещинных блоков-целиков или их крупных частей, а фронтальная часть обрывов формируется непосредственно по плоскости раскрытых каналов. Во втором случае происходит отделение и обрушение отдельных глыб с формированием зубчатого края обрыва, а трещинно-карстовые каналы оказываются раскрытыми лишь частично, продолжаясь в массив нераскрытыми участками. Часто наблюдаются комбинации этих двух ситуаций [189].

Стратиформные и полостные элементы образованы на пересечениях трещинно-карстовых каналов между собой и со стратиформными водопроводящими структурами.

При равномерном боковом подтоке поровых вод по отдельным слоям с более высокой проницаемостью в результате взаимодействия восходящих потоков и латеральных пластовых потоков в стенах рифтового канала формируются латерально-протяженные расширения (рисунок 4.1 А). Вследствие плотностных различий смешивающихся вод и восходящей направленности потока в основном канале, растворяющий эффект коррозии смешивания распространяется преимущественно вверх от уровня взаимодействия потоков [143; 268; 270]. В результате в поперечном сечении канала над уровнем притока формируется расширение, которое постепенно выклинивается кверху (рисунок 4.1 Б). При этом

создается структура свободно-конвективной циркуляции и связанные с ней скульптурные формы в стенах и сводах полости. Латерально-протяженные расширения каналов составляют основной доступный путь для проникновения человека во всех значительных пещерах Внутренней гряды.



Условные обозначения: А - в разрезах с переслаиванием слоев с высокой и низкой проницаемостью; Б - в разрезах с отдельным высокопроницаемым слоем в слабопроницаемой толще при неравномерном распределении в нем поровой проницаемости; В - на пересечении двух вертикальных трещин и высокопроницаемого слоя.

Рисунок 4.1 - Концептуальные модели формирования стратиформных и полостных элементов (А – [122]; Б, В – [47])

Помимо латерально-протяженных углублений, в пещерах и обрывах куэст идентифицированы камеры двух основных типов: 1) стратиформные, с субгоризонтальным основанием (рисунок Г.3 А); 2) сквозьпластовые, с наклонным основанием (рисунок Г.3 В).

Образование камер первого типа происходит по вышеупомянутой модели смешивания восходящего трещинного и латерального пластового потоков на плоскости субвертикального трещинно-карстового канала. Более интенсивный, по сравнению со смежными участками, приток пластовых вод к трещинно-карстовому каналу в этом месте обуславливает бóльшую интенсивность коррозии смешивания и локализацию развития камеры. Еще более высокая интенсивность водообмена и соответствующего растворения достигается там, где линия

пересечения двух вертикальных трещинно-карстовых каналов пересекает проницаемый слой (рисунок 4.1 В), что также является распространенным вариантом формирования камер.

Камеры второго типа образуются по боковым наклонным трещинам, оперяющим линейные зоны тектонических нарушений. На рисунке Г.3 В приведена концептуальная модель формирования наклонных камер по боковым оперяющим трещинам.

Полостные реликты камер при экспонировании образуют полостные формы, чаще всего идентифицируемые как гроты, ниши, вскрытые каналы, сквозные формы [188] (рисунок Г.3 Д-Н). В случае ориентации канала субпараллельно склону, они не имеют видимых контролирующих трещин на экспонированной поверхности. Если же камера контролируется пересечением двух трещин, то трещина, поперечная к простиранию обрыва, прослеживается в основании, замыкании и своде грота.

Каналы по плоскостям напластования и каналы межпластовых перетоков. Первый тип каналов приурочен к хорошо выраженным плоскостям, гидрогеологически активным в период спелеогенеза, по которым осуществлялись локальные перетоки между смежными субвертикальными трещинно-карстовыми каналами. Такие плоскости напластования отмечаются как в пределах отдельных стратиграфических подразделений (например, плоскость в средней части обрыва палеоценовой куэсты, хорошо выраженная в междуречьях Бельбек – Кача и Кача – Альма), так и по контакту разновозрастных толщ (например, контакт маастрихта и эоцена в центральном районе Внутренней гряды). Местами каналы по напластованию могут достигать значительных размеров, как входной канал пещеры Таврской.

Каналы межпластовых перетоков обычно наблюдаются поперек плотных слабопроницаемых слоев, разделяющих смежные по вертикали пористые и проницаемые слои, что чаще всего наблюдается в центральном и восточном районах Внутренней гряды в силу большей текстурно-структурной variability разрезов. Они имеют округлую (трубообразную) морфологию и

небольшие (дециметровые) размеры.

Кавернозная кайма сквозьформационных каналов представлена различными мезо- и микроформами, образование которых происходило в разрезах с переслаиванием слоев с высокой и низкой проницаемостью. При экспонировании они имеют вид крупных и мелких каверн.

Крупные каверны. Вертикальные обрывы нижней части толщи известняков симферопольского яруса эоцена часто демонстрируют обилие крупных каверн, обычно организованных в стратиформные серии (рисунок Г.4). На некоторых участках (окрестности с. Белокаменное, с. Приятное Свидание) эти каверны тяготеют к стратиформным углублениям волнисто-ребристых поверхностей, но в других случаях (Бакла, с. Красный Мак) такая приуроченность строго не выдержана. Такие каверны представляют собой сферические или овальные полости дециметровой размерности (до 1 м, изредка больше). Они обрамляют стенки раскрытых рифтовых каналов, не распространяясь вглубь породы.

Наблюдения в обрывах, образованных недавним гравитационным раскрытием трещинно-карстовых каналов, выявляют два исходных (до экспонирования) варианта состояния таких каверн. В одних случаях они являются уже зияющими при экспонировании, т. е. наблюдаются в таком состоянии и в закрытых участках рифтоподобных каналов. В других случаях каверны до экспонирования находятся в «скрытом» состоянии, выраженном в каверновой объемной структуре пристеночной зоны породы, определяемой распределением плотносцементированных и разуплотненных участков. При этом будущие каверны проявляются сглаженно в рельефе стенки канала. Наличие постепенных переходов указывает на то, что освобождение каверн от разуплотненного материала происходит весьма быстро уже после экспонирования, под действием внешнего выветривания.

Предполагается, что образование каверн этого типа предопределяется взаимодействием каналовых флюидов с породой и поровыми водами. Вопрос о том, образуется ли при этом полостное пространство каверн с участием коррозии смешивания, или образуется скрыто-каверновая внутренняя структура

пристеночной зоны в результате метасоматоза (с последующей препарировкой спелеогенным растворением или при экспонировании), остается открытым.

Зоны кавернозности. Зоны мелкой кавернозности образованы плотным развитием небольших (обычно 1-5 см в поперечнике) каверн и могут иметь стратиформную или кластерную локализацию на поверхностях обнажений. Такие зоны в равной мере встречаются как в обрывах, так и в пещерах (рисунок Г.4). От стенок трещинно-карстовых каналов вглубь породы каверны распространяются не более чем на 1 - 2 м, чаще в пределах первых дециметров. Такое распределение хорошо отслеживается, когда канал ориентирован поперек плоскости обнажений. При стратиформной локализации кавернозность обычно сконцентрирована в латеральных углублениях-нишах. Кавернозные зоны в стенках обрывов окаймляют бывшие каналы, по которым теперь заложены сами обрывы. Эти особенности распределения каверн указывают на их формирование коррозионными эффектами в результате дренирования поровых вод к каналу и их смешивания с каналовыми флюидами.

Дискуссионным остается происхождение **сотово-ячеистых поверхностей** [129]. Главной закономерностью распределения тафони в обрывах является их отчетливая приуроченность к участкам, имеющим разнообразные признаки повышенной интенсивности гипогенной закарстованности (расширенные трещины, карманы, ниши, гроты, каналы) – карстовым кластерам. На положительных поверхностях, подверженных прямому воздействию осадков и плоскостного смыва, тафони обычно имеют очевидные признаки деградации или отсутствуют. Отсутствуют они также на поверхностях отрыва незакарстованных и не несущих следов флюидной активности трещин. Эти особенности их распределения указывают на то, что главными предпосылками образования тафони являются процессы, связанные с циркуляцией флюидов по закарстованным трещинам и полостям. Вывод тафонинесущих поверхностей в экспонированное состояние неизбежно ведет к их деградации и уничтожению процессами комплексной денудации.

Наблюдения поверхностей, где тафони находятся на различных стадиях деградации, а также изучение свежих поперечных расколов и разрезов тафонинесущих поверхностей, выявляют еще одну особенность этих форм - объемная каркасная структура тафони формируется в пределах пристеночного слоя породы, петрографически отличного от подстилающего субстрата. Толщина этого слоя обычно варьирует от нескольких до 15-20 см. Различна также степень его петрографической контрастности по отношению к субстрату (неизменной породе). Во многих случаях она такова, что тафонинесущий слой может отделяться от подстилающей породы.

Визуальное исследование тафонинесущего слоя позволяет утверждать, что его внутренняя структура определяется наличием объемного каркаса, сложенного более прочным крепко-сцементированным материалом, выполненного разуплотненным, часто пористым и туфообразным, иногда песчанистым, материалом. Образование такого слоя предполагается главной предпосылкой образования тафони и является результатом метасоматических изменений пристеночной зоны трещинно-карстовых каналов, формируемых при взаимодействии проходящих по ним флюидов с породой (и ее поровыми водами). Препарирование объемно-каркасной структуры этой пристеночной зоны каналов составляет процесс образования сотово-ячеистой морфологии тафони и может происходить как в результате спелеогенного растворения, так и в результате внешнего выветривания при экспонировании. Материалы систематического изучения тафони Внутренней гряды содержат свидетельства обоих названных вариантов.

Для выявления механизмов и процессов метасоматоза, приводящих к формированию петрографически измененной пристеночной зоны, необходимы дальнейшие детальные минералогические, изотопно-геохимические и другие исследования. Проведенное нами изучение состава стабильных изотопов углерода и кислорода в пристеночной области гипогенных трещинно-карстовых каналов (см. подраздел 5.5) выявило отчетливую зональность по этим параметрам даже в случаях отсутствия видимых петрографических изменений. Изотопные

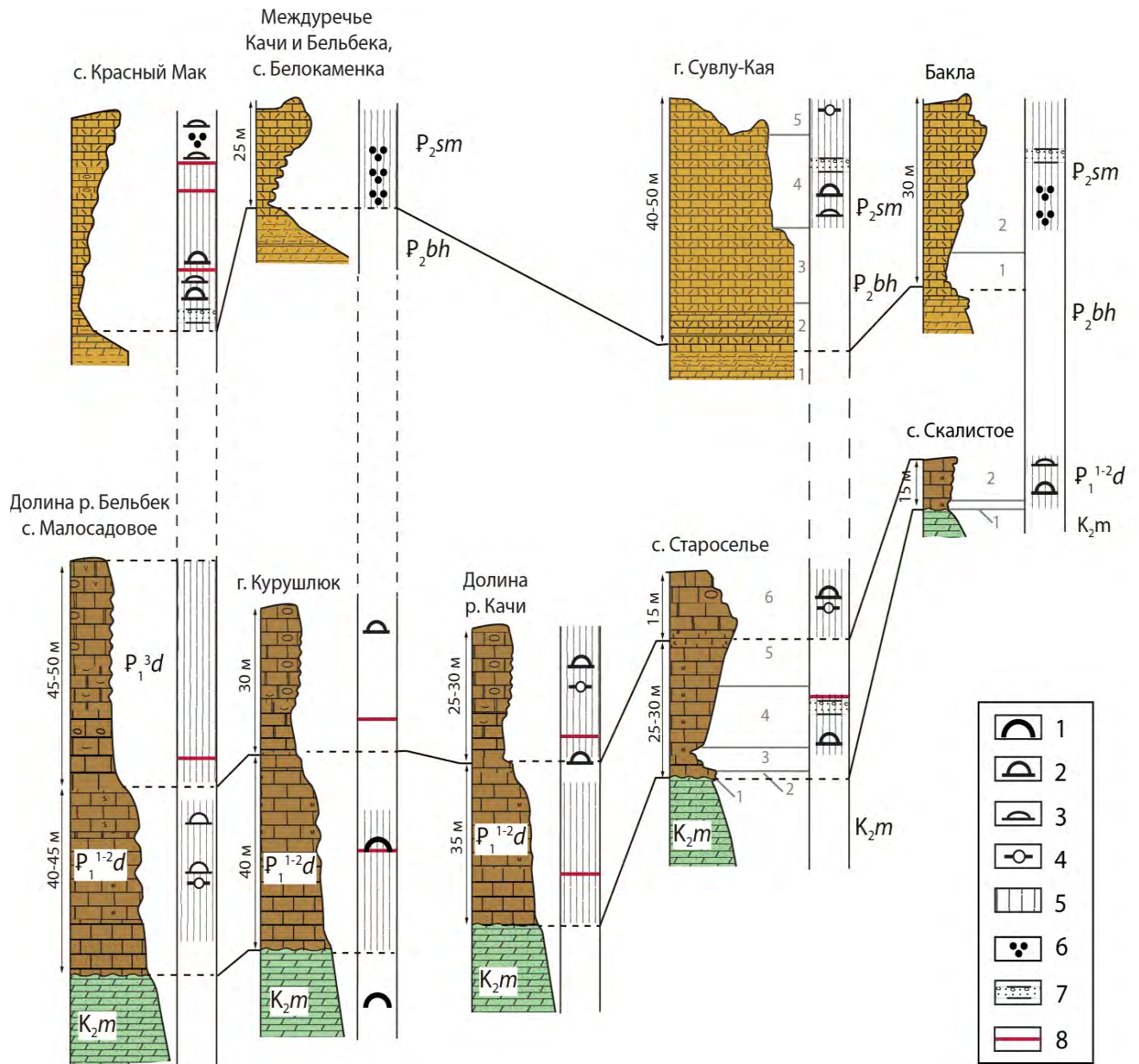
характеристики материала прочного каркаса выжженных тафони в датских известняках дают компактное поле значений на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$, существенно обособленное от неизменной породы этой местности в сторону утяжеления по углероду (на 3,5-4,0 ‰) и кислороду (на 2,5-3,0 ‰) (определение в лаборатории Института геологии и палеонтологии университета Инсбрука; см. подраздел 5.5). Это подтверждает гипотезу образования тафони в результате взаимодействий в системе флюид-порода, по зоне метасоматических изменений, обрамляющей трещинно-карстовые каналы, но противоречит традиционным представлениям об их формировании процессами внешнего выветривания.

4.3. Литостратиграфическая приуроченность элементов карстовых каналово-полостных систем

Литолого-стратиграфические, текстурные и структурные вариации пород в разрезе и по площади контролируют структуру и морфологию полостей, главным образом через факторы мощности, первичной пустотности и растворимости пород.

Региональные различия состава и свойств пород в разрезах, отмеченные в подразделе 3.2, составляют основу для анализа особенностей вертикального распределения карстопроявлений по выделенным выше районам Внутренней гряды. Анализ литостратиграфической приуроченности каналово-полостных систем Внутренней гряды опирается на схемы корреляции, представленные на рисунках 4.2-4.4 (профили карстопроявлений построены в результате полевых наблюдений на известняковых склонах и потому ярусы некарстующихся пород на них не отображены либо отображены частично).

В основании разреза карстующихся пород всех трех районов залегает толща верхнемеловых (маастрихтских) мергелей. Из-за высокого содержания глинистого материала мергели считаются слабо карстующимися породами, однако в Юго-Западном и в Восточном районах в них имеются субвертикальные трещинно-



Условные обозначения: 1 - крупные полости (пещеры); 2 – крупные камеры (зальные формы); 3 – уплощенные камеры; 4 – отдельные крупные каверны диаметром до 1 м. Раскрытые формы: 5 – фрагменты плоскостей трещинно-карстовых каналов; 6 – кластеры мелкой кавернозности; 7 – стратиформные зоны мелкой кавернозности; 8 – активные плоскости напластования. Условные обозначения литологии см. на рисунке 3.6.

Рисунок 4.2 - Корреляция литологии и карстопоявлений палеоценовых и эоценовых отложений Юго-Западного района Внутренней гряды (составлено автором по данным [50; 144] и собственным изысканиям)

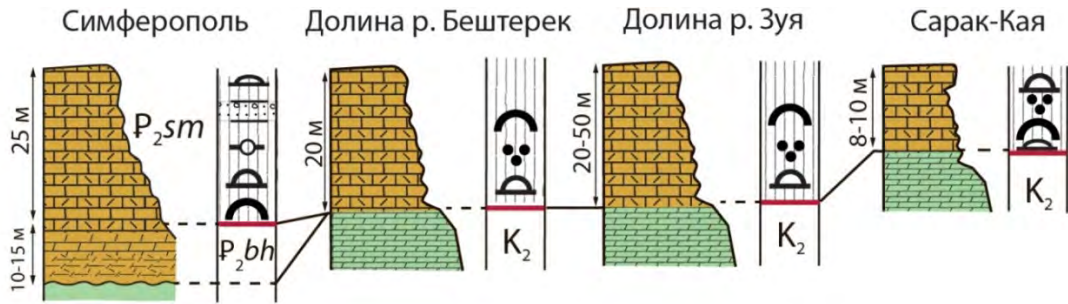


Рисунок 4.3 - Корреляция литологии и карстопроявлений палеоценовых и эоценовых отложений Центрального района Внутренней гряды. Условные обозначения см. на рисунке 4.2 (составлено автором по данным [50; 144] и собственным изысканиям)

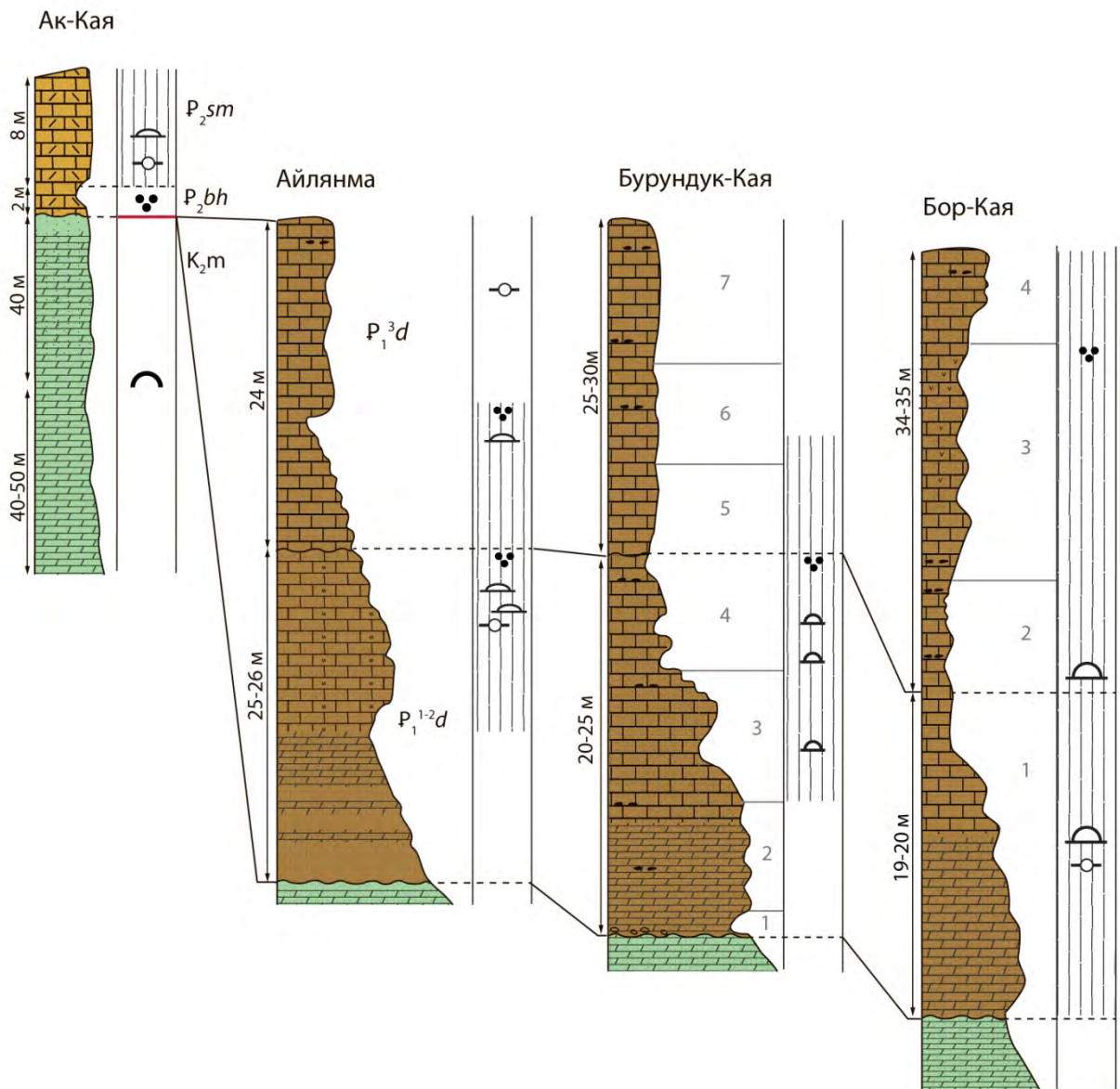


Рисунок 4.4 - Схема корреляции литологии и карстопроявлений верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых отложений Восточного района Внутренней гряды. Условные обозначения см. на рисунке 4.2 (составлено автором по данным [50; 144] и собственным изысканиям)

карстовые каналы, камеры и проницаемые зоны закарстованной тектонической трещиноватости. Ярким примером вертикального трещинно-карстового канала в Юго-Западном районе служит пещера Душевского (описанная в подразделе 4.1). Исходя из положения в разрезе и морфологических особенностей, она функционально служила нижним (из доступных для непосредственного исследования) элементом сквозьформационной гипогенной системы, проводившим восходящий поток подземных вод. Крупные (шириной до 1-3 м) фрагменты каналов в отложениях маастрихта также выявлены в массиве Ак-Кая и примыкающем к западу участке гряды, где по ним сформированы поперечные к обрывам кулуары. Расширенные латерально-протяженные ходы и изометричные камеры на пересечении вертикальных каналов в маастрихте и их контакте с вышележающими эоценовыми известняками развиты в Центральном районе, в отвесном склоне массива Ак-Кая и представлены в экспонированном виде нишами и гротами.

Важным фактором концентрации карстопроявлений является контакт маастрихта с вышележащими толщами: в Юго-Западном и Восточном районах – с палеоэоценовыми, в Центральном – с эоценовыми отложениями. Этот контакт четко выражен на всем протяжении полосы выходов маастрихтских отложений и маркируется сильно глауконитовым песчаником. В аспекте гидростратиграфии он играл роль латеральной высокопроницаемой зоны. Характерными карстопроявлениями на контакте маастрихта с эоценом являются крупные уплощенные полости и каналы, экспонированные в обрывах в качестве протяженных ниш. В Центральном и Восточном районах такие ниши хорошо выражены в обрывах Сарак-Кай и Ак-Кай и в окрестностях с. Приятное Свидание. В Юго-Западном районе, где на маастрихтских отложениях залегают датские известняки, такие ниши, как правило, не развиты.

Спелеогенез на верхнем контакте маастрихта связан с эффектом усиления коррозии, возникшим вследствие смешивания трещинных вод глубокой системы стока, восходящих сквозь толщу мергелей, с пластовыми водами, циркулировавших по контакту и в более проницаемой песчаниковой части

разреза. Развитию полостей в верхней части маастрихта также способствовали рост карбонатности и уменьшение глинистости мергелей.

Среди отложений нижнего и среднего дата Юго-Западного района значительной закарстованностью обладает мощный (20-25 м) и выдержанный по простиранию слой известняков, образованный многочисленными мшанковыми, криноидно-мшанковыми и серпуловыми биостромами и обломочно-органогенным материалом [50]. Именно в нем наблюдается основная масса разнообразных форм гипогенных карстопроявлений. Наиболее характерными формами фрагментов плоскостей продольно-раскрытых трещин являются вертикально вытянутые полуканалы, образованные продольным раскрытием трещинно-карстовых каналов и выраженные как «вдавленные» (до 1-2 м от плоскости стены и более) углубления с более или менее резкими контурами в плоскости раскрытой трещины. Вертикальные полуканалы и серии «вдавленных» форм в некоторых обнажениях венчаются нишами, расположенными на одном уровне. Такой рисунок карстопроявлений характерен для обрывов куэсты Юго-Западного района, где датские отложения имеют максимальную мощность.

В Восточном районе карстопроявления в датских отложениях развиты в алевритистых мергелях и известняках. Фрагменты плоскостей продольно-раскрытых трещин представлены волнисто-ребристыми поверхностями с латерально-протяженными сглаженными выступами и углублениями. Отдельные углубления, развитые по проницаемым литологическим контактам или отдельным слоям повышенной проницаемости, иногда приобретают значительные поперечные размеры и образуют выраженные ниши в обрыве, стены и потолок которых часто осложнены объемно-каркасными структурами типа тафони, отпрепарированными в результате спелеогенного промыва преобразованной зоны и/или ее внешнего выветривания уже после экспонирования стенок трещинных каналов.

Номенклатура карстопроявлений в обнажениях верхнего дата значительно шире, чем в выходах нижнего и среднего дата. Из поперечно вскрытых форм показательны пещеры Таврская, Мангупская-1, Беш-Кош-3 и др.,

морфогенетический анализ которых дает ключ к интерпретации генезиса пещер региона и многих экспонированных форм. Входы почти всех пещер приурочены к отчетливой плоскости напластования, хорошая морфологическая выраженность которой вдоль обрыва куэсты всего Юго-Западного района указывает на ее существенную гидрогеологическую активность в некоторый период. По этой плоскости развиты также зоны кавернозности и отдельные камеры. Морфология пещер демонстрирует богатое разнообразие мезоформ (латеральные ниши, вертикальные питающие каналы, купола и т.д.). Эти же формы, часто значительно переработанные денудацией, представлены в экспонированном виде в обрывах этой же толщи. Показательным примером поперечного к обрыву рифтового канала, доступного для проникновения человека, является канал на Качи-Кальоне, описанный в работе [189]. Помимо поперечных, часто оказываются вскрытыми и диагональные к обрыву каналы, демонстрирующие в плоскости обрыва свои сечения.

Качинские отложения представлены алевритистыми мергелями и слабо карстуются. Карстопроявления задокументированы только в Восточном районе, где по контакту с бахчисарайским региоярусом развиты протяженные крупные ниши (в массивах Айлянма-Кая и Бор-Кая).

Выше по разрезу трансгрессивно залегают эоценовые отложения, представленные бахчисарайским (ипрским) и симферопольским (лютенским) региоярусами. Карстопроявления в известняках симферопольского региояруса образуют сложно построенные зоны (кластеры) гипогенного закарстования, демонстрирующие всю номенклатуру форм – от протяженных пещер (поперечно-вскрытых форм) до продольно-раскрытых трещинно-карстовых каналов с соответствующей полостной каверновой каймой. При этом из-за различий в мощности и литологическом составе эоценовой куэсты, карстопроявления в каждом районе имеют свои отличия.

Характерной чертой всего отрезка эоценовой куэсты в Юго-Западном и Центральном районах служит яркая выраженность стратиформных ниш и серий крупных каверн. В Юго-Западном районе особенности структуры

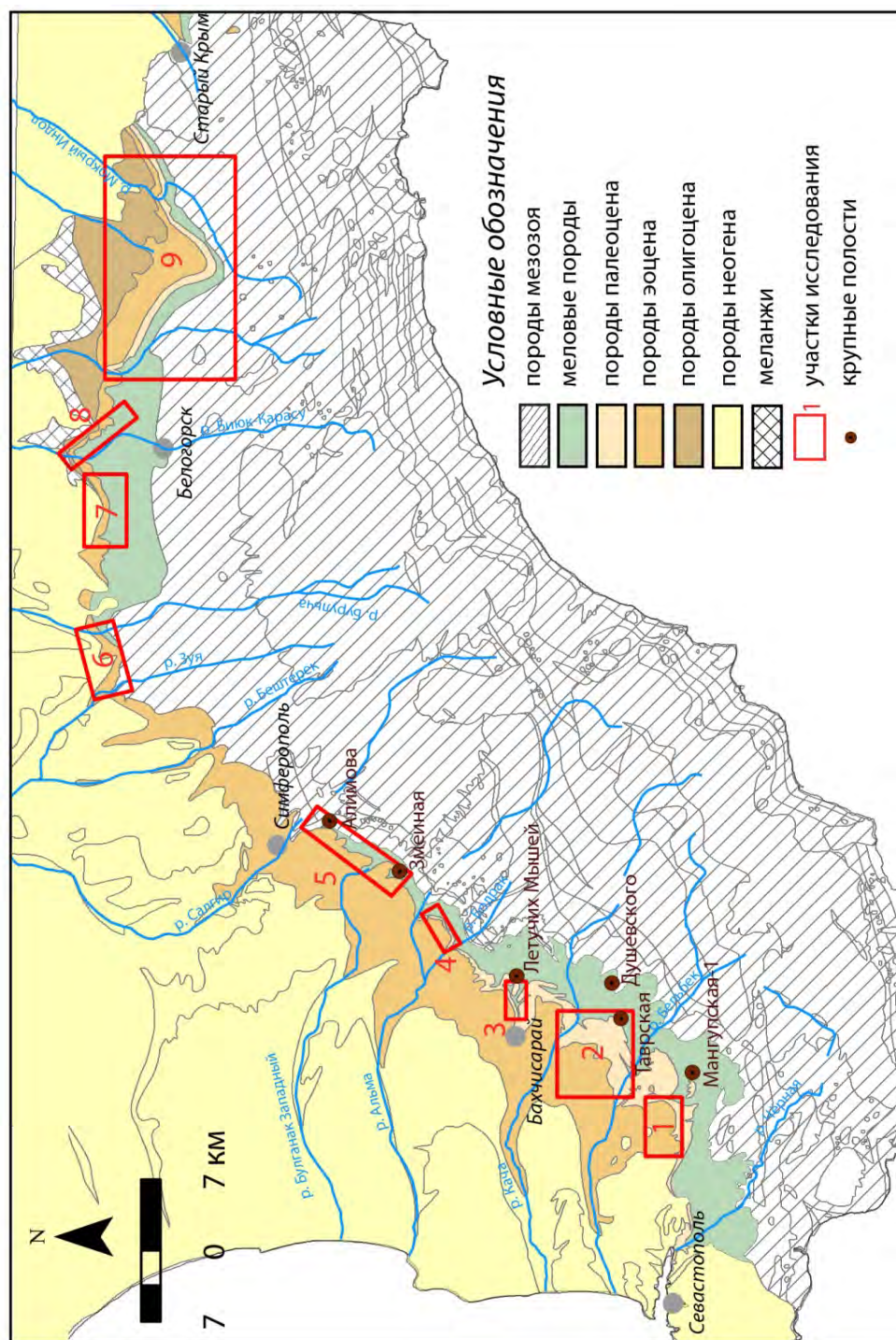
трещиноватости обусловили еще одну характерную черту морфологии бровок куэсты – обилие кулуаров-амфитеатров и разделяющих их останцовых форм («бастионов» и «сфинксов»). Примерами служат Каралезская долина, склон г. Сувлу-Кая в Бахчисарае, отрезки куэсты в районе сёл Белокаменное, Малиновка.

К нуммулитовым известнякам симферопольского региона эоцена приурочены все значительные пещеры Центрального района (пещеры Змеиная, Алимова, Лисья, Марьинская и др.). Некоторые гроты района имеют необъяснимую с точки зрения внешней денудации морфологию, аналоги которой в обилии представлены в пещерах, что указывает на образование таких форм путем раскрытия трещинно-карстовых каналов.

4.4. Географическое распространение форм гипогенного карста

Ограниченное распространение датских отложений на Внутренней гряде и их изменчивость в фациальном отношении использованы как основание для выделения трех районов, отличающихся по литолого-стратиграфическим условиям и структурным предпосылкам гипогенного карстогенеза – Юго-Западного, Центрального и Восточного. Ключевые участки исследований приурочены к поперечным долинам рек и южному фронту куэст в междуречьях, где обнажения в обрывах ярко выражены и доступны для изучения (рисунок 4.5).

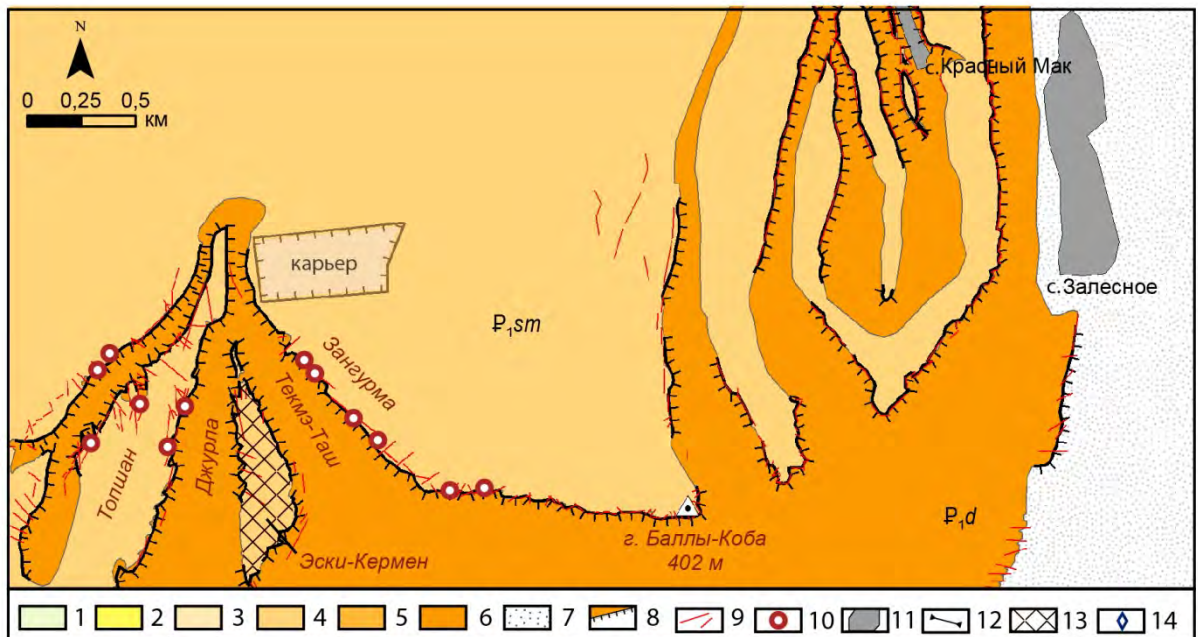
Юго-Западный район охватывает отрезок Внутренней гряды, ограниченный долинами рек Черная на западе и Альма на востоке. В разрезах присутствуют верхнемеловые, палеоценовые и эоценовые отложения. По схеме карстологического районирования Б.А. Вахрушева [25] район охватывает Севастопольский и Бахчисарайский карстовые районы Предгорно-Крымской карстовой области. Результаты исследований реликтовых карстопроявлений района содержатся в работах автора [5; 30; 47; 125; 128; 130; 131; 166; 185; 187; 188].



Юго-Западный район: 1 – участок Эски-Кермен – Красный Мак; 2 – участок междуречья Бельбек – Кача; 3 – участок долины реки Чурук-Су; 4 – участок междуречья Бодрак – Альма. Центральный район: 5 – участок междуречья Альма – Салгир; 6 – участок междуречья Зуя – Бурулча; 7 – участок Сарак-Кая; 8 – участок Ак-Кая. Восточный район: 9 – участок междуречья Кучук-Карасу – Индол.

Рисунок 4.6 – Расположение районов и участков исследований в пределах Внутренней гряды (выполнено автором)

Участок Эски-Кермен – Красный Мак (участок 1 на рисунке 4.5; рисунок 4.6; приложение А.3, лист 1) расположен в междуречье рек Чёрная и Бельбек, к северу от с. Терновка и к западу от с. Залесное и долины р. Каралезка. В рельефе выражены обращенные к югу палеоценовая куэста и находящаяся на ее структурном склоне эоценовая куэста. Последняя исчезает в 5 км западнее Каралезской долины с погружением эоценовых известняков под неогеновый покров.



Сводная легенда к орогидрографическим и геологическим схемам участков Внутренней гряды. Осадочные отложения (в т.ч. не показаны здесь): 1 – плиоцена; 2 – миоцена; 3 – олигоцена и миоцена, нерасчлененные майкопские глины; 4 – нуммулитовые известняки симферопольского региояруса эоцена; 5 – нерасчлененные глины танетского яруса палеоцена и бахчисарайского региояруса эоцена; 6 – известняки датского яруса палеоцена; 7 – Южной продольной депрессии. Другие обозначения (в т.ч. не показаны здесь): 8 - субвертикальные обрывы; 9 - линеаменты; 10 - пещеры; 11 – карьеры; 12 - геологические разрезы; 13 – пещерные города; 14 – минеральные и термальные источники.

Рисунок 4.6 - Орогидрография и геологическое строение участка Эски-Кермен – Красный Мак (выполнено автором)

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений участка представлена на рисунке 4.3 (разрез обнажения сектора Красный Мак). В склонах долин обнажаются эоценовые отложения, днища наиболее низких сегментов долин верхнего яруса (кроме более глубокой Каралезской долины)

заложены по мергелисто-глинистой толще бахчисарайского яруса. В обрывистой части склонов долин района обнажаются карбонатные породы симферопольского и новопавловского ярусов, а на структурной поверхности эоценовой куэсты местами сохранены мергелисто-глинистые отложения кумской и альминской свит.

Трещиноватость. Выделение по крупномасштабным космоснимкам и анализ линеаментов (рисунок Д.1) по следам трещин на обнаженных поверхностях известняков в бортах долин участка показывают преобладание субмеридиональной ($0-10^{\circ} - 180-190^{\circ}$) и диагональных ($310-330^{\circ} - 130-150^{\circ}$ и $20-30^{\circ} - 200-110^{\circ}$) систем, при этом доминирующая и модальные ориентировки несколько меняются от долины к долине. Простираения прямолинейных участков отдельных долин (показаны линиями на розах-диаграммах) соответствуют доминирующим направлениям трещиноватости.

Характеристика карстопроявлений. Реликтовые карстопроявления, экспонированные в обрывах останцовых массивов эоценовой куэсты на описываемом участке, демонстрируют выразительную морфологию, характерную для гипогенного спелеогенеза и наблюдаемую в «закрытых» полостях. Выявленные формы проявляют тесные функциональные взаимосвязи между отдельными элементами спелеогенного морфоскульптурного комплекса.

Показательным примером полувскрытых карстовых каналов служит полость Чуплак-Сырт со сквозными потолочными отверстиями – т.н. «дырявый» грот, детальное описание которого приводится в работе [187] (см. приложение Е, рисунки Е.1, Е.2).

В обнажениях долин верхнего яруса сектора Красный Мак преобладают гроты, образованные по уплощенным наклонным камерам, крупные каверны в стратиформных сериях и зоны кавернозности. В секторе Эски-Кермен широко распространены крупные гроты, как образованные в результате вскрытия камер, так и представляющие собой крупные конвекционные карманы. Свидетельствами «закрытого» карстового генезиса гротов являются многочисленные примеры их значительной обособленности от долины и наличия скульптурных округлых и

каналообразных форм конвекционного растворения на внутренних стенах и сводах.

Структурная поверхность эоценовой куэсты на этом участке расчленена сериями сближенных U-образных долин, в обрывистых бортах которых экспонированы многочисленные карстопроявления. Одна такая серия, состоящая из семи долин, расположена западнее с. Красный Мак и Каралезской долины (см. рисунок Г.5) [188]. Три восточные долины в этой серии образуют структуру с полностью обособленными останцами и практически полным отсутствием морфологических признаков флювиального питания. Преимущественно отвесные борта этих долин демонстрируют разнообразную полостную и скульптурную морфологию. Три западных долины выходят на южный фронт куэсты, где отделяются перегибами от продольной долины, а к северу выклиниваются. Описанные серии являются примерами карстообусловленных долин нефлювиального происхождения.

Участок междуречья Бельбек – Кача (2 на рисунке 4.5; рисунок 4.7; приложение А.3, лист 2). Участок охватывает борта долин р. Бельбек и р. Кача в среднем течении, расположенные в пределах Внутренней гряды между селами Танковое – Куйбышево и Предущельное – Баштановка соответственно, а также сегменты палеоэоценовой и эоценовой куэст, лежащие в пределах их междуречья.

Обрывистый аструктурный склон палеоэоценовой куэсты имеет юго-восточную – восточную экспозицию и относительно слабо расчленен балками и урочищами, направление которых субпараллельно линии главного эскарпа (урочища Змеиная балка, Медведь, Калая-Бурун; Алимова балка). Ширина водораздела около 7,8 км, доминирующая вершина - г. Курушлюк (597 м). Относительное превышение бровки палеоэоценовой куэсты над днищем Южной продольной депрессии составляет около 200-300 м, при этом значительную часть склона пологой и средней крутизны составляют мергелистые отложения верхнего мела, в которых развита овражно-балочная сеть.

Эоценовая куэста расчленена значительно сильнее и представляет собой ряд отдельных массивов и останцев. Их разделяет серия узких веерообразных долин и

балок на юго-западе участка, и балка Кислая на северо-востоке, обособившая в рельефе г. Кызыл-Бурун (418 м). Превышение бровки эоценовой куэсты над дном долин составляет не более 80 м. На правом берегу р. Кача в пределах данного участка были исследованы палеоценовые эскарпы массивов Фыцки, Качи-Кальон и Кыз-Кермен.

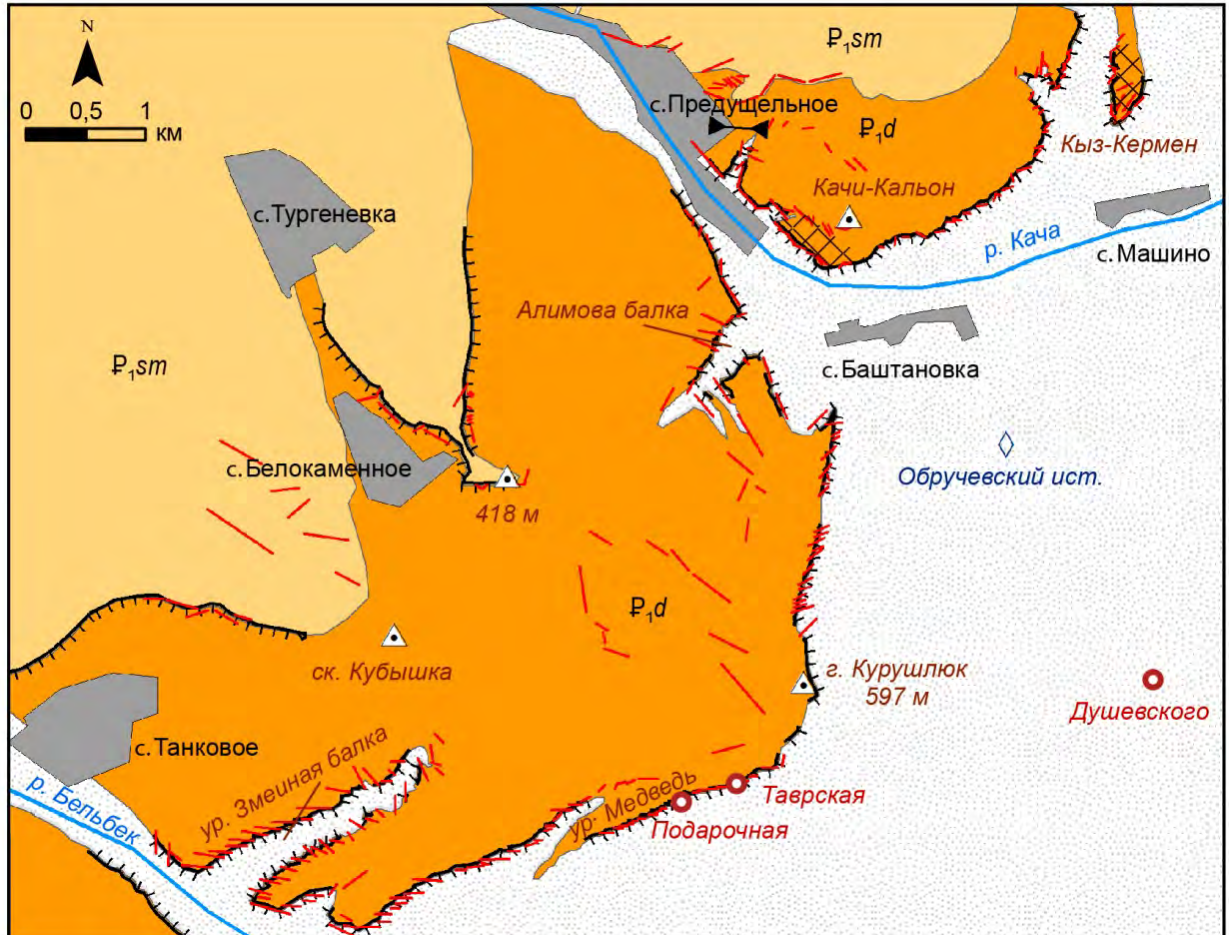


Рисунок 4.7 - Орогидрография и геологическое строение участка Бельбек-Кача. Условные обозначения см. в подписи к рисунку 4.6 (выполнено автором)

Литостратиграфическая характеристика разрезов склоновых обнажений района представлена на рисунке 4.2 (разрез обнажений с. Малосадовое, с. Белокаменка, г. Курушлюк, долина р. Качи). В основании обнажений залегают отложения маастрихта, лежащие без следов перерыва на кампанских мергелях. Нижне-среднедатская толща представлена алевритистым известняком, переходящим в белые мшанковые известняки. В основании верхнего дата залегают органогенно-обломочные массивные пористые известняки с участками

более плотных полуперекристаллизованных. Их перекрывают фораминиферовые грубослоистые известняки с периодическими раковинными прослоями. Выше в них появляются линзовидные участки мучнистых известняков, сменяемые известковистыми глауконитовыми алевролитами. У основания верхнего палеоцена находится тонкий прослой глауконитово-кварцевого песчаника, перекрываемый метровым слоем плотного песчаного известняка, который постепенно переходит в алевритистый мергель. Танетский ярус перекрывается мергелями нижнего эоцена, выше которых залегают нуммулитовые известняки симферопольского региояруса среднего эоцена [169].

Трещиноватость. Анализ линеаментов по следам трещин на обнаженных поверхностях палеоценовых известняков по обоим бортам долины р. Кача и правому борту р. Бельбек, а также в их междуречье показал преобладание субширотной ($90-100^\circ - 270-280^\circ$) и диагональных ($310-320^\circ - 130-140^\circ$ и $40-50^\circ - 220-230^\circ$) систем (рисунок Д.2). Простираения прямолинейных участков отдельных балок (урочище Медведь, Змеинная балка, Алимова балка) соответствуют доминирующим направлениям трещиноватости, что указывает на тектоно-карстовый контроль их заложения. В глубине междуречья Бельбека и Качи (район с. Белокаменное) выделяется больше модальных направлений систем трещин: $30-40^\circ - 210-220^\circ$, $70-80^\circ - 250-260^\circ$, $100-110^\circ - 280-290^\circ$, $120-130^\circ - 300-310^\circ$.

Характеристика карстопроявлений. Участок является показательным как по количеству и разнообразию гипогенных карстовых форм, так и по их значимости для установления закономерностей их взаимного расположения и роли в современном морфогенезе Внутренней гряды. Важной является идентификация гипогенных карстопроявлений по всему разрезу, что позволяет судить не только об отличиях элементов КПС в разных стратиграфических интервалах, но и реконструировать их общую структуру. Результаты исследований реликтовых карстопроявлений района содержатся в работах [128-130; 187, 188].

Несмотря на то, что мергели, которыми представлен верхний маастрихт, обычно считаются некарстующимися, на данном участке в них задокументировано два значительных карстопроявления – пещера Душевского (3

км к северо-западу от с. Высокое) и безымянная пещера в балке Собачья (1 км к югу от с. Новоульяновка). Ранее на этом участке геофизическими методами были выявлены и подтверждены бурением системы трещинно-карстовых полостей [108], что объясняет имеющиеся место утечки из Новоульяновского водохранилища.

В датских известняках закартированы карстовые каналы массива Чардаклы-Баир, характерной чертой которых является частичное раскрытие как со стороны отступающего аструктурного склона, так и со стороны структурного склона – гроты Тешик-Коба и Сулук-Коба [187] (рисунки Е.3, Е.4).

В обнажениях нижнего дата задокументированы фрагменты плоскостей продольно-раскрытых вертикальных трещинно-карстовых каналов с сохранившимся реликтами субвертикальных полуканалов, венчающихся нишами. В правом борту долины р. Бельбек, возле Змеиной балки и в правом борту долины р. Качи такие ниши образуют ярко выраженные вертикальные серии (рисунок Г.6).

В фораминиферовом известняке верхнего дата из-за его неравномерной перекристаллизованности и разной пористости слоев ярко выражен контроль элементов каналово-полостных структур слоистостью, а также плоскостями напластования. Одна из плоскостей контролирует залегание пещеры Таврской, а также некоторых вскрытых камер, имеющих вод гротов. Обилие гротов разных размеров – характерная черта обнажения массива Качи-Кальон, где большинство из них были переработаны гравитационными процессами и человеком, с утратой исходной карстовой морфологии камер.

На участке был исследован крупный трещинно-карстовый канал с простиранием $305-125^\circ$, юго-восточная часть протяжения которого уже раскрыта обрывом, а северо-западная часть уходит в массив на 40 м [189]. В этой части канал имеет ширину 0,5-2 м и доступен для проникновения сверху с плато до глубины около 15 м. Канал продолжается вниз, но перекрыт коллювиальными отложениями, создающими псевдоэтажность. Стены внутренних участков содержат участки губчатой морфологии и кавернозные зоны, аналогичные

формам, наблюдаемым в обнажениях и идентифицируемым как элементы спелеогенного морфоскульптурного комплекса.

В междуречье Бельбека и Качи, в окрестностях с. Белокаменное, толща плотных нуммулитовых известняков видимой мощностью до 20 м образует склон эоценовой куэсты с субвертикальным уступом в основании и наклонной (30-40°) гранью вверх. Преобладающим элементом морфологии стен полностью экспонированных в обрыве трещинно-карстовых каналов служат волнисто-ребристые поверхности и развитые по углублениям горизонтальные серии крупных каверн, простирающиеся в нижней и средней частях обнажений.

Участок долины реки Чурук-Су. Участок охватывает оба борта долины реки Чурук-Су в ее верхнем и среднем течении и прилегающее ущелье Ханлы-Дере, территориально лежащие в границах г. Бахчисарай и входящего в его состав бывшего с. Староселье (Салачик) (участок 3 на рисунке 4.5; рисунок 4.8; приложение А.3, лист 3). Река Чурук-Су является правым притоком р. Кача. Она начинается в урочище Биюк-Ашлама и через 11 км впадает в Качу у с. Новенькое. Правый борт долины, входящий в состав участка исследования, мало расчленен и представляет собой крутой и обрывистый склон палеоценовой куэсты и лежащей выше эоценовой куэсты. К левому борту долины примыкают овраг Марьям-Дере, разделяющий плато Бурунчак и Успенскую скалу, и овраг Канлы-Дере, отделяющий Успенскую скалу от возвышенности Ташлых. Полевые исследования также проводились на известняковых склонах горы Сувлу-Кая (правый борт долины р. Чурук-Су), плато Бурунчак и возвышенности Беш-Кош. Плато Бурунчак представляет собой полуостанец, вытянутый с северо-запада на юго-восток на 1,5 км при средней ширине 400 м, с трех сторон имеющий обрывистые известняковые склоны и лишь с четвертой – юго-восточной – соединяющийся с основным массивом палеоценовой куэсты узким (0,11 км) перешейком. Возвышенность Беш-Кош (537 м) является останцом палеоценовых отложений, отделенным балками Биюк-Ашлама (Цыганская) и Кучук-Ашлама от соседних массивов.

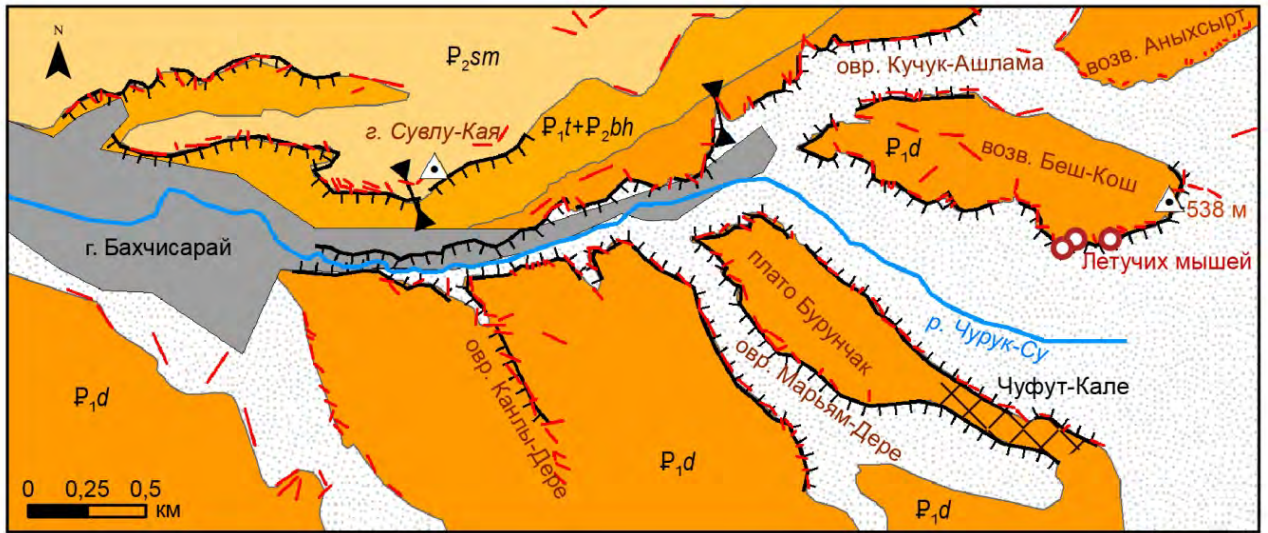


Рисунок 4.8 - Орография и геологическое строение участка долины р. Чурук-Су. Условные обозначения см. в подписи к рисунку 4.6 (выполнено автором)

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений района представлена на рисунке 4.2 (разрезы обнажений с. Староселье, г. Сувлу-Кая по материалам Е.А. Лыгиной [144], М.Ю. Никитина, С.Н. Болотова [162].

В основании обнажения залегают мергели маастрихта, выше которых детритовый песчаный известняк образует выступ с волнистой поверхностью. Вышележащий криноидно-мшанковый известняк образует в рельефе полого-наклонный склон со слабовыраженными ступенями, высота которых постепенно увеличивается до 1 м. На пологих поверхностях известняк местами ожелезнен, имеются формы поверхностного карста. Породы верхнего дата образуют в рельефе ступени меньшей высоты по сравнению с предыдущей пачкой. Поверхность пачки, соответствующая контакту дата с танетом, неровная, содержит поверхностные карстовые формы, заполненные карбонатным глауконитовым песком. В основании разреза ниже-среднеэоценовых отложений залегают бахчисарайский региоярус, представленный карбонатными глинами. Переход к нуммулитовым известнякам симферопольского региояруса постепенный. Он выражен в «переходной» пачке, формирующей крутой склон. Пачка представлена чередованием прослоев глинистых песчаных мергелей и глинистых известняков мощностью по 0,2-0,3 м и 0,3-0,4 м соответственно.

Трещиноватость. Анализ роз-диаграмм трещинных линеаментов по обоим бортам долины р. Чурук-Су показывает преобладание диагональных ($30-40^\circ - 210-220^\circ$, $70-80^\circ - 250-260^\circ$, $90-100^\circ - 270-280^\circ$, $110-120^\circ - 290-300^\circ$, $140-150^\circ - 320-330^\circ$) систем (рисунок Д.3). Простираения прямолинейных участков оврагов Биюк-Ашлама, Марьям-Дере, Канлы-Дере соответствуют доминирующим направлениям трещиноватости, что свидетельствует о контроле их заложения диагонально ориентированными тектоническими трещинными зонами шириной 100-400 м. Трещинные линеаменты эоценовой куэсты на правом борту долины р. Чурук-Су показывают преобладание диагональных систем трещин: $70-80^\circ - 250-260^\circ$, $100-120^\circ - 280-300^\circ$, $150-160^\circ - 330-340^\circ$.

Характеристика карстопроявлений. В обнажениях нижнего и среднего дата на крутом ступенчатом склоне долины р. Чурук-Су задокументированы фрагменты камер, экспонированных в виде гротов и ниш. Латерально протяженные участки имеют вид ниш, изометричные и сферические – гротов разных размеров: от 1 м до 15-20 м в высоту. Степень обработки человеком внутренних стен камер различна, из-за чего не всегда удается установить их естественный размер и форму, однако наличие признаков-идентификаторов гипогенного спелеогенеза и положение отдельных камер на высоте, недоступной для человека, свидетельствуют об их принадлежности к полостям обрамления продольно-раскрытых трещинно-карстовых каналов. К полостной кайме этих каналов относятся также кластерные зоны кавернозности и тафони, часто выполняющие восходящие каналы и купола (рисунок Г.7).

В грубослоистой толще верхнего дата задокументированы сильно денудированные изометричные крупные камеры, а также каналы, образованные по трещинам, ориентированным поперечно к плоскости обнажения. Примерами последних служат пещеры возвышенности Беш-Кош: Беш-Кош-3 (см. подраздел 4.2), Беш-Кош-1, Беш-Кош-2 и Беш-Кош-5 [59].

Особенности морфологии скальных бортов долин значительно различаются на отрезках палеооценовой и эоценовой куэст как по преобладающим системам трещиноватости, так и по степени денудированности бровок. Для палеооценовой

куэсты характерны крутые и обрывистые склоны высотой до 40 м с зигзагообразной кромкой, обусловленной взаимоперпендикулярными направлениями секущих трещин, по которым экспонировалась основная масса камер в виде гротов и ниш. Эоценовая куэста обладает более выположенным склоном с общей высотой до 30 м. Профиль склона образуется сочетанием субвертикальных обрывов по трещинно-карстовым каналам и наклонных граней по боковым трещинам и уплощенным камерам. Раскрытие такой вертикально-наклонной каналово-полостной системы на склонах г. Сувлу-Кая привело к примечательному комплексу кулуаров-амфитеатров и останцов, называемому «Долиной Сфинксов». Реликты камер представлены гротами и нишами, а сохранность фрагментов пещерных каналов в тыловой части некоторых останцов четко иллюстрирует главную предпосылку отделения их от массива и превращения из «бастионов» в обособленные «сфинксы».

Выразительный карстообусловленный характер имеют также многочисленные разновозрастные и разномасштабные долины участка гряды в окрестностях Бахчисарая.

Участок междуречья Бодрак - Альма. Участок протягивается по Внутренней гряде от с. Скалистое до с. Малиновка, охватывая правый борт р. Бодрак, левый борт р. Альма и их междуречье (участок 4 на рисунке 4.5; рисунок 4.9; приложение А.3, листы 3, 4). Река Бодрак является левым притоком р. Альмы, самым длинным и многоводным из всех её притоков. В 2,5 км от с. Скалистое находится самый северный из пещерных городов Внутренней гряды – Бакла, расположенный в одноименном урочище. На территории участка уже более полувека ведется разработка датского мшанкового и нуммулитового эоценового известняка, из-за чего большой объем породы на сегодняшний день оказался удаленным вплоть до кромки обрыва.

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений района представлена на рисунке 4.2 (разрез обнажений с. Скалистое, г. Бакла). Описание разреза датских и ниже-среднеэоценовых отложений выполнено по материалам Е.И. Лыгиной [144]. Выше контакта маастрихтских песчаников с

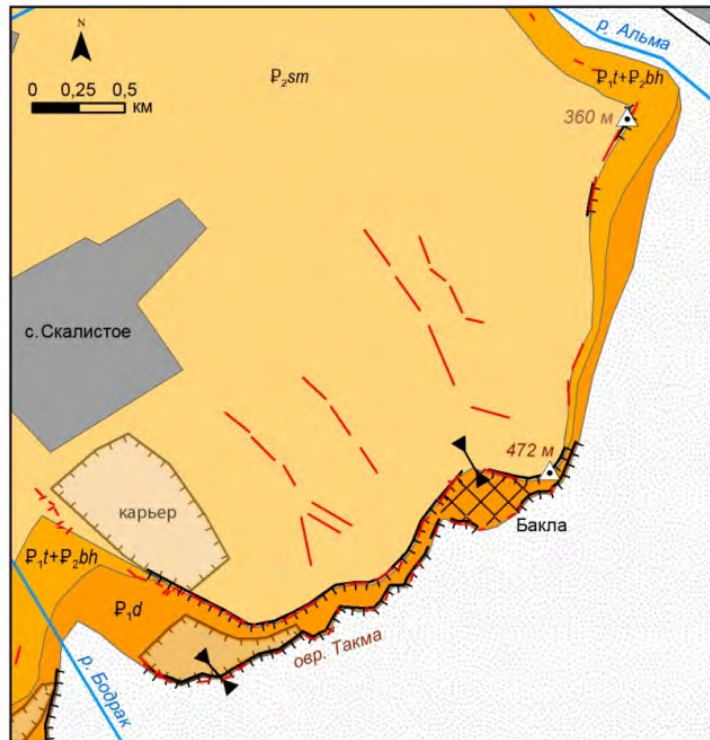


Рисунок 4.9 - Орография и геологическое строение участка междуречья Бодрак - Альма. Условные обозначения см. в подписи к рисунку 4.6 (выполнено автором)

датскими известняками залегает песчанистый кварц-глауконитовый известняк. В рельефе породы пачки образуют небольшую нишу высотой 0,5 м, переходящую в отвесный склон. Через 2 м известняки становятся криноидно-мшанковыми, еще выше наблюдается чередование разностей органогенно-обломочных известняков, что выражается в рельефе наличием волнистой поверхности уступа куэсты над оврагом Такма. Строение разреза эоценовых отложений в целом идентично разрезу г. Сувлу-Кая [144].

Трещиноватость. Для палеоценовой куэсты по правому борту р. Бодрак, а также в междуречье Бодрака и Альмы характерны два преобладающих направления ориентировок трещин $10-20^\circ - 190-200^\circ$ и $60-70^\circ - 240-250^\circ$ (рисунок Д.4). Для эоценовой куэсты к этим направлениям добавляются еще несколько ($10-20^\circ - 190-200^\circ$, $60-70^\circ - 240-250^\circ$, $110-120^\circ - 290-300^\circ$, $140-150^\circ - 320-330^\circ$, $170-180^\circ - 350-360^\circ$). Разнообразие ориентировок и слабая расчлененность куэсты

балками и оврагами, вскрывающими эоценовую моноклираль, указывают на слабые нарушения в подстилающей толще пород.

Характеристика карстопроявлений. К карстопроявлениям датского яруса относятся полостные формы, расположенные на разных высотах обрывистого склона и являющиеся реликтами камер, образованных как по локальным расширениям рифта, так и по наклонным оперяющим трещинам. Широко развиты зоны кавернозности, часто выполняющие внутренние части этих камер, и восходящие каналы в плоскости раскрытых рифтов. Многие поверхности полостных форм демонстрируют сотово-ячеистую морфологию.

Как и на всем протяжении эоценовой куэсты Юго-Западного района, доминирующими формами обрывов долины р. Альмы, в окрестностях с. Малиновка, являются горизонтальные серии крупных каверн, располагающиеся в нижней пачке симферопольского региояруса. Местами в обрывах имеются локальные вывалы-гроты, вскрывающие следующие в тылу параллельные рифтовые каналы, или такие тыловые каналы принимают на себя линию фронтального обрыва на другом отрезке своего простираия. Такие ситуации представляют собой доказательства гипогенно-карстового происхождения скульптурной морфологии обнажений, так как эта морфология непосредственно продолжается в глубине трещинно-карстовых каналов, в их нераскрытых частях. Глыбово-обвальный материал в нижних частях склонов также несет на себе фрагменты скульптурной гипокарстовой морфологии и позволяет реконструировать механизм гравитационного разрушения склонов.

Центральный район охватывает территорию Внутренней гряды от долины реки Альма до долины реки Кучук-Карасу. На маастрихтских мергелях со следами перерыва в осадконакопления залегают отложения эоцена, поэтому в рельефе получила выражение только эоценовая куэста. По схеме карстологического районирования Б.А. Вахрушева [25] район охватывает Симферопольский и Белогорский карстовые районы. Результаты исследований реликтовых карстопроявлений района содержатся в работах [5; 43; 47; 192].

Участок междуречья Альма - Салгир. Участок располагается в междуречье Альмы и Салгира, между селами Малиновка – Приятное Свидание на юго-западе и г. Симферополь на юго-востоке (участок 5 на рисунке 4.5; рисунок 4.10; приложение А.3, лист 4). В черте города лежит вся северо-восточная часть участка. Аструктурный склон эоценовой куэсты имеет юго-восточную экспозицию. Расчленяющие его балки и овраги имеют направление, субпараллельное консеквентным рекам. Средние высоты аструктурного склона составляют 450-500 м при максимальной высоте 546 м (г. Таш-Джарган). Среднее относительное превышение бровки эоценовой куэсты над днищем ЮПД составляет около 100 м, при этом значительную часть склона пологой и средней крутизны составляют мергелистые отложения верхнего мела, в которых развита овражно-балочная сеть.

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений участка представлена на рисунке 4.3 (разрез обнажений г. Симферополь). Разрез нижне-среднеэоценовых отложений описан в районе с. Марьино по материалам Е.И. Лыгиной [144]. На глинистых известняках бахчисарайского регионаруса согласно залегают органогенно-обломочные криноидно-нуммулитовые известняки. Слоистый характер обнажению придают маломощные прослои (15-20 см) более плотного известняка. Северная продольная депрессия выполнена мергелями и известняками бодракского и альминского ярусов. Внешняя гряда, замыкающая с севера Симферополь, состоит из миоценовых известняков с прослоями глин, мергелей и песков, перекрытых суглинками, галечниками и песками плиоцена. Пойму и террасовые уровни р. Салгир и ее притоков слагают рыхлые аллювиальные отложения четвертичного возраста.

В распределении *трещиноватости* по ориентировкам преобладают субмеридиональная ($170-180^{\circ} - 350-360^{\circ}$) и диагональная ($110-120^{\circ} - 290-300^{\circ}$) системы (рисунок Д.5). Простираения прямолинейных участков отдельных балок, расчленяющих моноклираль куэсты, соответствуют доминирующим направлениям трещиноватости.

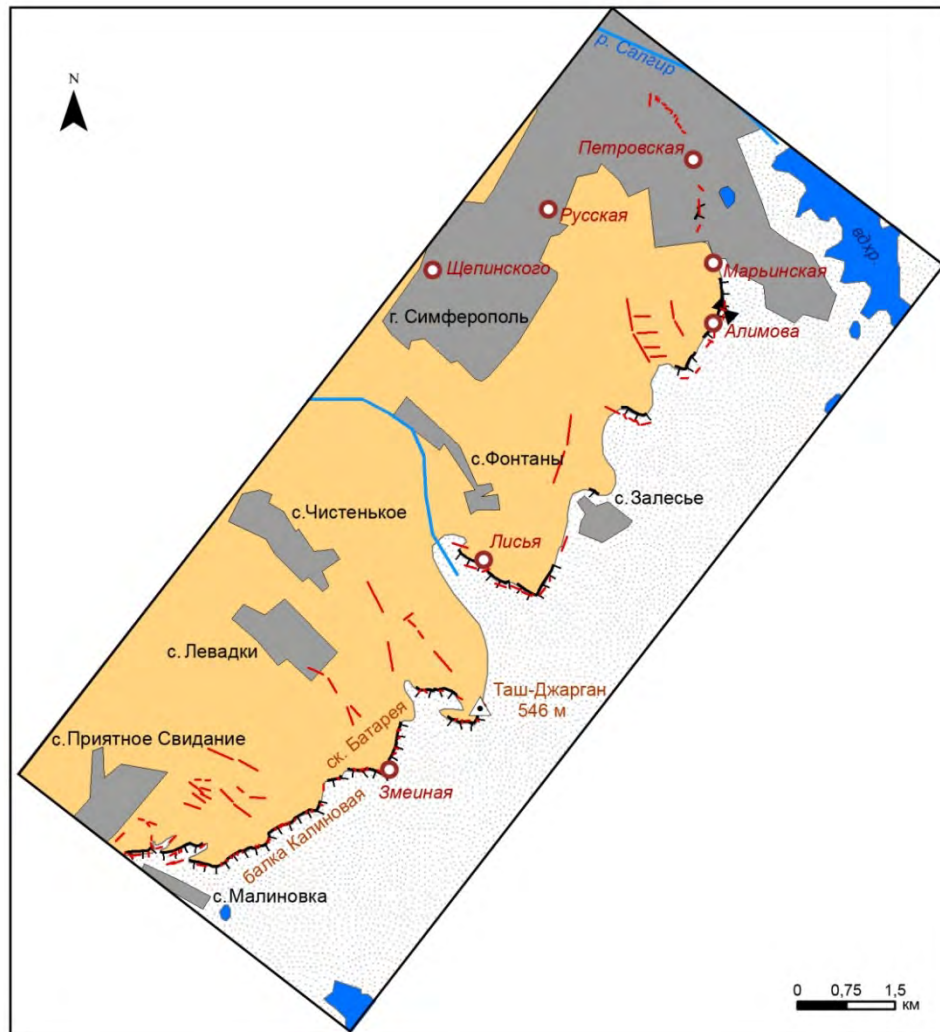


Рисунок 4.10 - Орогидрографическая схема участка междуречья Альма - Салгир. Условные обозначения см. в подписи к рисунку 4.6 (выполнено автором)

Характеристика карстопроявлений. Скальные участки обрывистых склонов эоценовой куэсты на всем протяжении от с. Малиновка до Петровских скал демонстрируют сложную морфологию вскрытых субвертикальных трещинно-карстовых каналов. Диагностическими формами являются вскрытые карстовые полости. К ним относятся пещеры Змеиная (подробное описание в подразделе 4.1), Алимova, Лисья и др. На территории г. Симферополя имеются также пещеры, вскрытые искусственно при строительстве, рытье колодцев и т.д. Их морфология демонстрирует характерные признаки гипогенного спелеогенеза [58]. Большую роль во вскрытии полостей играет современная антропогенная активизация карста.

Главными чертами морфологии скальных обрывов участка являются сглаженность бровок, значительная степень денудационной обработки и обилие фестончатых серий кулуаров в скальных обрывах.

Примечательным геоморфологическим феноменом участка является крупный грот Тешкли-Коба на массиве Таш-Джарган, в своде которого имеется крупный купол с круглым отверстием диаметром около 2 м, которое открывается снизу в скальную полку прибровочной части куэсты (рисунки Е.5, Е.6) [187].

Строение грота Тешкли-Коба схоже со строением гротов Казан-Каи и Чуплак-Сырты – его кровлю образует перекрытие между двумя выступами-полуостанцами скальной стенки (рисунок Е.6 А). Расстояние между ними около 24 м, поперечный размер навеса до 7 м, высота под ним до 10 м. Площадь грота (навеса) 240 м^2 , объем около 3500 м^3 . Пол покрыт гравитационными глыбово-щебнистыми отложениями. Натечные и водно-механические отложения отсутствуют. Литостратиграфическое положение и морфология купола-окна Тешкли-Коба полностью соответствуют многочисленным куполам в расположенной рядом пещере Змеиная.

Анализ условий заложения и морфологии полости позволяет утверждать, что Тешкли-Коба представляет собой реликт линейного пещерного хода, полным раскрытием которого образована скульптурная стенка обрыва к северо-востоку от «окна», в тупиковом замыкании которого был высокий купол, ныне преобразованный в окно денудационным вскрытием его верхушки. Такой тупиковый канал был сформирован по трещине, оперяющей основной разрыв, контролирующей общую линию куэсты на этом участке [187].

Участок междуречья Зуя - Бурульча. Исследованный участок охватывает средние части соседних субпараллельных, вытянутых в меридиональном направлении долин рек Зуя и Бурульча, пересекающих Внутреннюю гряду в секторе между Симферополем и Белогорском (участок 6 на рисунке 4.5, рисунок 4.11). Обе долины являются правыми притоками р. Салгир, хотя из-за маловодности не доносят свои воды до устья, теряя их в Равнинном Крыму. Их разделяет асимметричный водораздел шириной около 6 км с главенствующей

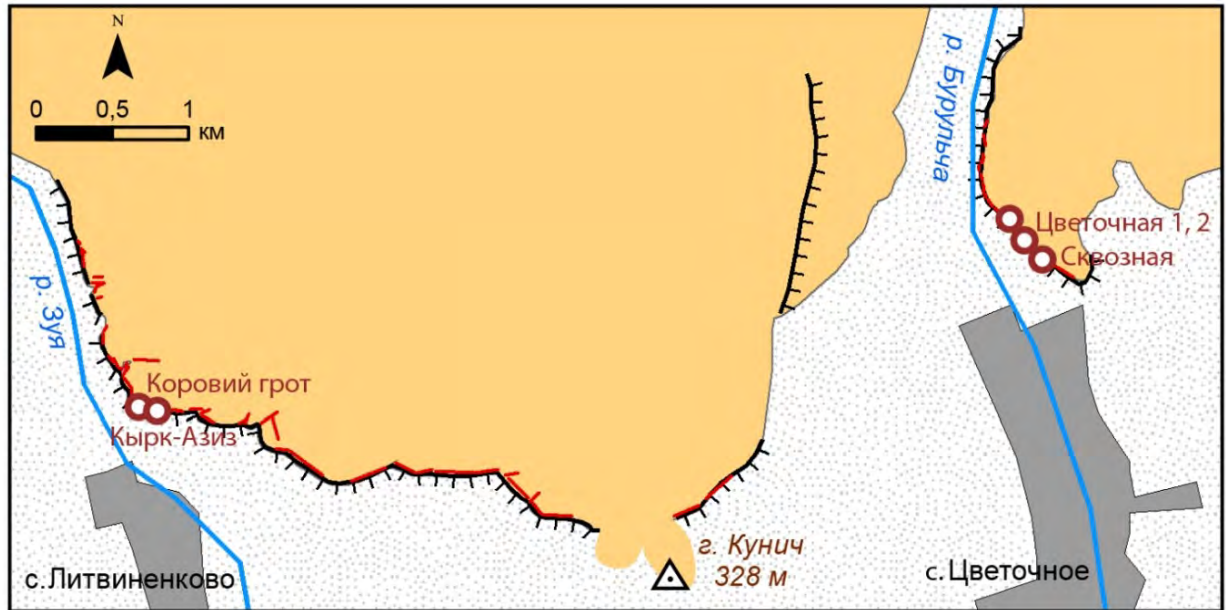


Рисунок 4.11 - Орогидрографическая схема участка междуречья Зуя - Бурульча. Условные обозначения см. в подписи к рисунку 4.6 (выполнено автором)

вершиной г. Кунич (328 м) на бровке Внутренней гряды. Подробная характеристика района выполнена в работе [5].

Литостратиграфическая характеристика разреза склоновых обнажений участка представлена на рисунке 4.3 (разрез обнажений долины р. Зуи). В долинах рек Зуя и Бурульча представлены осадочные породы возрастом от готерива (нижний мел) до сармата (верхний миоцен), обладающие разнообразной литологией. Наибольшее распространение среди вскрытых пород получили пески, песчаники, галечники и конгломераты верхнего готерива, которые залегают на размытой поверхности валанжинских отложений и известны под названием мазанской свиты. У шоссе Симферополь-Зуя и у с. Цветочное размытая поверхность песков мазанской свиты перекрыта аптскими и альбскими глинами, мергелями сеномана, турона и коньяка мощностью не более десяти метров, залегающими ингрессивно в древних, предаптских эрозионных ложбинах, промытых в породах мазанской свиты. Здесь на отдельных участках мазанская свита контактирует с перекрывающими ее нуммулитовыми известняками эоцена. У сёл Литвиненково и Цветочное, на правом берегу рр. Зуя и Бурульча

обнажаются глауконитовые и нуммулитовые известняки эоцена, контактирующие с мергелями верхнего мела. Венчают сводный геологический разрез коренных отложений долин сарматские отложения верхнего миоцена, которые с перерывом перекрывают эоценовые известняки, представленные преимущественно глинисто-карбонатными фациями.

Характеристика карстопоявлений. В 70-80-х гг. XX в. в предгорной части долины Бурульчи В.П. Душевским были закартированы и переданы в Кадастр карстовых полостей Крыма 6 небольших пещер суммарной протяженностью 129 м, глубиной 16 м, площадью 155 м², объемом 250 м³ [5]. Эти пещеры, представляющие собой фрагменты разрушенных склоновой денудацией КПС, демонстрируют гипогенный морфоскульптурный комплекс (вертикальные стенные каналы, фрагменты «органых труб, фидеры, потолочные купола и др.) (см. рисунок Г.8).

Показательным является вскрытие изолированных гипогенных карстовых форм антропогенными выработками. Многочисленные остатки подземных камер с потолочными каналами, куполами и прослоями кавернозности задокументированы в искусственных полостях, использовавшихся ранее как овощехранилища, в окрестностях с. Мазанка.

В обнажениях участка широко представлены каналы, соединяющиеся между собой и образующие лабиринты, которые сгущаются и концентрируются у крупных трещин, пещер и контактов отдельных пачек. Каналы имеют гладкую поверхность, округлые или овальные поперечные профили диаметром 1-10 см и более. Они приурочены к определенным слоям или интервалам, часто на контактах различных пачек, иллюстрируя на обрыве их высокую перфорированность (рисунок Г.8 А, Б). Такие формы относятся к категориям каналов по плоскостям напластования и каналов межпластовых перетоков.

В пределах отдельных слоев идентифицированы кавернозные зоны, которые почти всегда наблюдаются вблизи закарстованных трещин, пещерных входов или оконтуривают гроты, что согласуется с моделью растворения при смешивании восходящих и пластовых вод.

В восточном обрывистом борту р. Зуи, который протягивается почти на 2 км с северо-запада на юго-восток и имеет относительную высоту до 20 м, располагается комплекс поверхностных и подземных карстовых форм гипогенного генезиса (рисунок Г.9). Поверхностные формы в обнажениях эоценовых известняков на обрыве представлены сотово-ячеистыми поверхностями разных размеров и форм на вскрытых поверхностях каналов и камер (рисунок Г.9 Б), стратиформными участками каверновой каймы вдоль секущих пласты трещин (рисунок Г.9 Г). Мелкие полостные формы имеют четкую литостратиграфическую приуроченность, концентрируясь в слоях с высокой проницаемостью (рисунок Г.9 В и Г). Более плотные слои известняков «пробиваются» единичными субвертикальными округлыми (рисунок Г.9 Д) и трещинными каналами (рисунок Г.9 Е).

По субмеридиональному сбросу нижняя часть пещероносной толщи контактирует с отложениями мазанской свиты соседнего блока (западнее русла Зуи). Большинство пещер находится в сильно разрушенном состоянии. Относительно хорошей сохранностью и выразительностью привходовой сети каналов отличается небольшая пещера в устье правобережной балки-притока, получившая рабочее название Лабиринт. У этой полости имеется три доступных входа, расположенных на расстоянии 5-20 м друг от друга. Два из них заложены в устьевом 3-метровом уступе на высоте 1,5-2 м от его основания, один – в борту небольшой провальной воронки диаметром около 3 м. Сообщающиеся между собой горизонтальные хода имеют сглаженные, овальные поперечные сечения с высотой 0,5-0,7 м и шириной до 1 м. В их морфологии выделяются конвекционные скульптурные элементы – потолочные полусферические купола с редкими ячейками тафонеи, стенные каналы, карманы в стенках и на потолке, а также участки высокой кавернозности.

Участок Сарак-Кая. Располагается в левобережной части долины р. Бююк-Карасу, в 1-2 км к северо-востоку от Холодной горы (405 м) и в 3 км к западу от г. Ак-Кая (участок 7 на рисунке 4.5; рисунок 4.12). Эоценовая куэста представлена здесь отдельными фрагментами, среди которых орографически выделяются два

безымянных массива восточнее с. Русаковка, скалы Большая и Малая Сарак-Кая и Джиркуба. Средние абсолютные высоты - от 220 м над у.м. у скалы Джиркуба до 320 м над у.м. в центральной части Сарак-Кая. К югу гряда обращена к ЮПД, выработанной тут низовьями р. Сары-Су и мелкими субсеквентными притоками р. Биюк-Карасу.

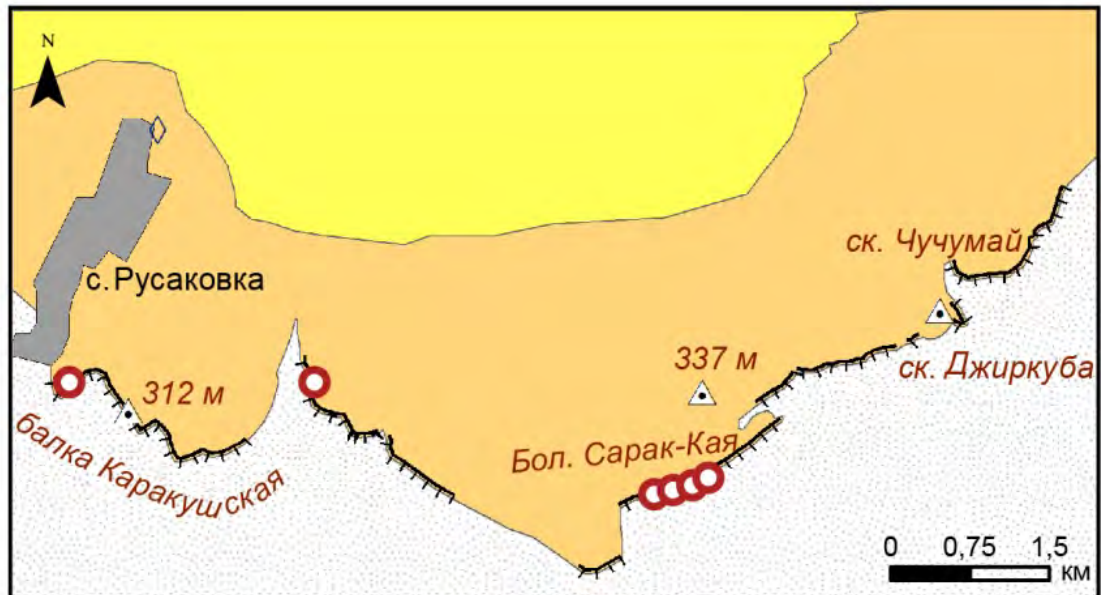


Рисунок 4.12 - Орогидрографическая схема участка Сарак-Кая. Условные обозначения см. в подписи к рисунку 4.6 (выполнено автором)

Литостратиграфическая характеристика разреза. Разрез нуммулитовых известняков мощностью 8 м описан в центральной части г. Сарак-Кая (см. рисунок 4.3). 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, по-видимому, образованная усыханием осадка при перерыве и экспонировании в верхнемаастрихтское время. В основании толщи известняков залегают рыхлые сильно глауконитовые органогенно-детритовые известняки мощностью 1,5–2 м с гальками глауконита и фосфорита. Вверх по разрезу глауконит постепенно исчезает и отложения представлены глауконитсодержащими органогенно-обломочными нуммулитовыми известняками и чистыми рыхлыми нуммулитовыми известняками [144].

Характеристика карстопоявлений. Интенсивная закарстованность Сарак-Кая отмечается по всему разрезу от верхнего маастрихта до местами размывтой

толщи майкопских глин (восточный участок) и плотных сарматских известняков с включениями кварцевой гальки (западный участок). Кластеры карстопроявлений по простиранию обрыва встречаются в местах его пересечения с крупными поперечными трещинами, корни которых уходят в подстилающие мергели (рисунок Г.10). Непосредственно по трещинам формируются пещерные формы с выразительной гипогенной морфологией (конвективные каналы, трубы-органы, потолочные сферические купола). Общая пустотность (включая каверновое обрамление) затухает по мере удаления от питающих трещин. В морфологии камер и каналов выявлены точечные и рифтовые питающие каналы – фидеры в камерах и линейных полостях, остатки крупных залов с замкнутыми и вскрытыми потолочными куполами, восходящие по стенам каналы сложной конфигурации, конвекционные ниши, субвертикальные каналы сложной морфологии внутри массивов (еще не экспонированные в обрывы). С крупными пещеристыми формами и их кластерами по субвертикальным трещинам практически повсеместно ассоциированы поверхности губчатой и ячеистой морфологии (тафони) и зоны кавернозности.

Примечательными на участке являются протяженные крупные ниши, выработанные по контакту отложений маастрихта и эоцена в обрывах Сарак-Каи. Признаками их гипогенно-карстового, а не денудационного происхождения, являются 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 каналов напорно-конвекционной морфологии, характерные функциональные отношения форм в нишах с формами в вышележащей толще. Однозначным доказательством является обнаружение крупных поперечных к обрывам каналов в той же стратиграфической позиции и с полностью идентичной морфологией. Рассмотренные формы в настоящее время в разной степени переработаны денудацией. В бровке обрыва над пещерными кластерами повсеместно образованы кулуары, маркирующие положение закарстованных зон. В самом обрыве во многих местах сохранились «половинки» гипогенных

полостей, по которым сформирована современная линия обрыва. Фрагменты гипогенной пещерной морфологии повсеместно запечатлены в обрушившихся глыбах и блоках, лежащих ниже на склоне.

На участке Сарак-Кая выявлены 10 карстовых полостей разной сохранности, планы и разрезы которых приведены в работе [46]. Поскольку зоны реликтовых спелеогенных морфоскульптур в вертикальных стенках обрывов, включающие сохранившиеся пещеристые кластеры, почти беспрерывно протягиваются вдоль всех обрывов Сарак-Каи, можно заключить, что этот сектор обрывов Внутренней гряды контролируется сильно закарстованной зоной, связанной с наличием восходящей палеоразгрузки по нарушениям в нижележащей верхнемеловой толще. Тектонические и палеогидрогеологические предпосылки формирования такой зоны, повидимому, связаны с положением Предгорной сутуры и меланжей в нижнем структурном ярусе.

Участок Ак-Кая. Включает отрезок Внутренней гряды, расположенный севернее г. Белогорск в левом борту долины р. Биюк-Карасу между сс. Белая Скала и Вишенное (участок 8 на рисунке 4.5, рисунок 4.13). Река Биюк-Карасу берет начало на северном склоне Главной гряды и пересекает Предгорье в поперечном направлении. Она является самым крупным притоком главной водной артерии Крыма - р. Салгир. Гряда Ак-Каи с отвесным склоном возвышается над долиной с перепадом высот около 100 м. Её высота над уровнем моря 325 м.

Литостратиграфическая характеристика разреза. Геологический разрез верхнего структурного этажа в пределах участка Ак-Кая представлен на рисунке 4.4. Мощность 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 гипогенного закарстования (раскрытие контакта растворением, крупные уплощенные полости), а в обрывах почти повсеместно отмечен выраженными нишами-навесами.

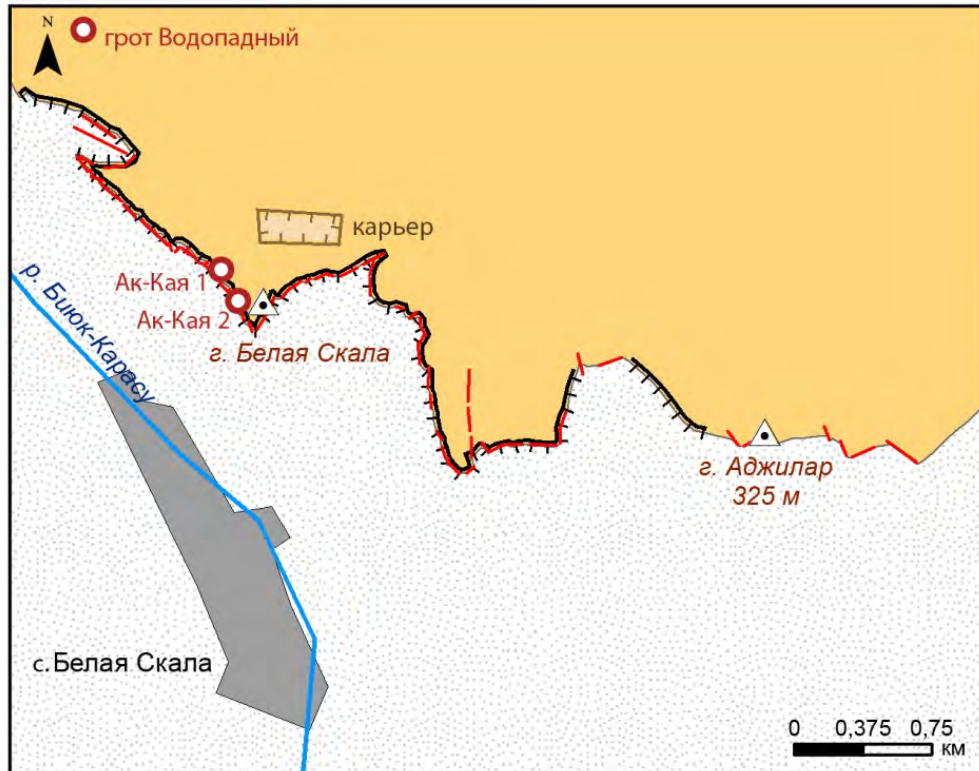


Рисунок 4.13 - Орогидрографическая схема участка Ак-Кая. Условные обозначения см. в подписи к рисунку 4.6 (выполнено автором)

Западнее массива Ак-Кая отложения палеоцена отсутствуют, они появляются у г. Аджилар. Эоценовая толща здесь залегает трансгрессивно на размытой поверхности подстилающих маастрихтских пород. В отличие от Юго-Западного района бахчисарайский регионарус начинается маломощным (1-2 м) слоем органогенных глауконитовых известняков, местами песчанистых или глинистых. Симферопольский регионарус представлен нуммулитовыми известняками, в основном плотными, мощностью около 8-10 м, бронирующими куэсту с поверхности [144]. На северном склоне куэсты, на некотором удалении от бровки, эоценовые известняки сменяются кверху с размывом коричневыми глинами майкопской серии. Завершают геологический разрез верхнего структурного этажа чокракские, караганские и сарматские терригенно-карбонатные отложения неогена.

Трещиноватость. Разрывы со смещениями и крупные тектонические трещины, а также контролируемые ими прямолинейные отрезки аструктурных обрывов куэсты, имеют субмеридиональные, субширотные и диагональные

простирается (рисунок Д.6). Как и на участке Сарак-Кая, 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, по-видимому, образованная усыханием осадка при перерыве и экспонировании в верхнемаастрихтское время. Большинство тектонических трещин, а местами и контракционные трещины в верхней части маастрихта, несут явные следы закарстованности, однако нередко трещины имеют только минеральное заполнение при отсутствии карстовой скульптуры.

Характеристика карстопоявлений. В юго-западном и юго-восточном обрывах массива Ак-Кая четко выделяются крупные субвертикальные трещинно-карстовые каналы в маастрихтской части разреза, выводившие восходящий поток на контакт с вышележащими эоценовыми известняками. Вблизи контакта и по нему заложены каналы локального латерального перераспределения потока к смежным каналам в глубине массива. Наблюдениями на участке установлена приуроченность уплощенных протяженных (иногда до 100-200 м) каналов и камер к этому контакту, формирующих при раскрытии крупные гроты и ниши.

На структурной поверхности массива Ак-Кая имеются останцовые скальные выступы с многочисленными нишами - реликтами уплощенных стратиформных камер. 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 локально долиной Красной, в бортах которой он выражен многочисленными нишами и гротами.

Проявления эпигенного карста в современных геоморфологических условиях крайне незначительны. На обнаженных поверхностях эоценовых известняков в приобвочной полосе и в глубине структурного склона куэст массива Ак-Кая наблюдаются формы современного растворения типа камениц (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 последних 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.

Восточный район охватывает территорию Внутренней гряды от долины реки Кучук-Карасу до долины реки Индол, включая массив Айлянма по левому борту Кучук-Карасу. Территория района входит в состав Белогорского административного района. По схеме карстологического районирования Б.А. Вахрушева [25] территория лежит в пределах одноименного карстового района.

Участок междуречья Кучук-Карасу – Индол охватывает часть Внутренней гряды, расположенную восточнее г. Белогорск на отрезке между долинами рек Кучук-Карасу, включая оба борта долины, и Индол (участок 9 на рисунке 4.5; рисунок 4.14). Эти реки берут начало на северном склоне Главной гряды Крымских гор и пересекают Предгорье в поперечном направлении. Куэстообразные гряды тут расчленены на отдельные фрагменты крупными поперечными балками, образуя прерывистую линию в направлении с северо-запада на юго-восток. Среди них орографически выделяются массивы Айлянма-Кая (361 м), Бурундук-Кая (377 м), Алан-Кыр (466 м) и Бор-Кая (362 м). Наивысшей точкой является г. Кубалач (738 м). К югу гряда обращена к ЮПД, выработанной тут диагональным участком р. Кучук-Карасу.

Литостратиграфическая характеристика разрезов участка выполнена по материалам Л.П. Горбач [50] (рисунок 4.4). Главной особенностью является появление в разрезе отложений палеоцена, отсутствующих в Центральном районе. Начиная с восточных фрагментов массива Ак-Каи они простираются вплоть до массива Бор-Кая.

В южном обрыве горы Айлянма мощность нижне-среднедатских отложений в западном блоке массива достигает 25 м, в блоках центральной и восточной частей горы – 18 м. В соседних массивах – Бурундук-Кая и Аланкыр – мощность нижне-среднедатских отложений увеличивается более чем в полтора раза (40-50 м). В обнажении на южном склоне Бурундук-Каи они представлены толщей

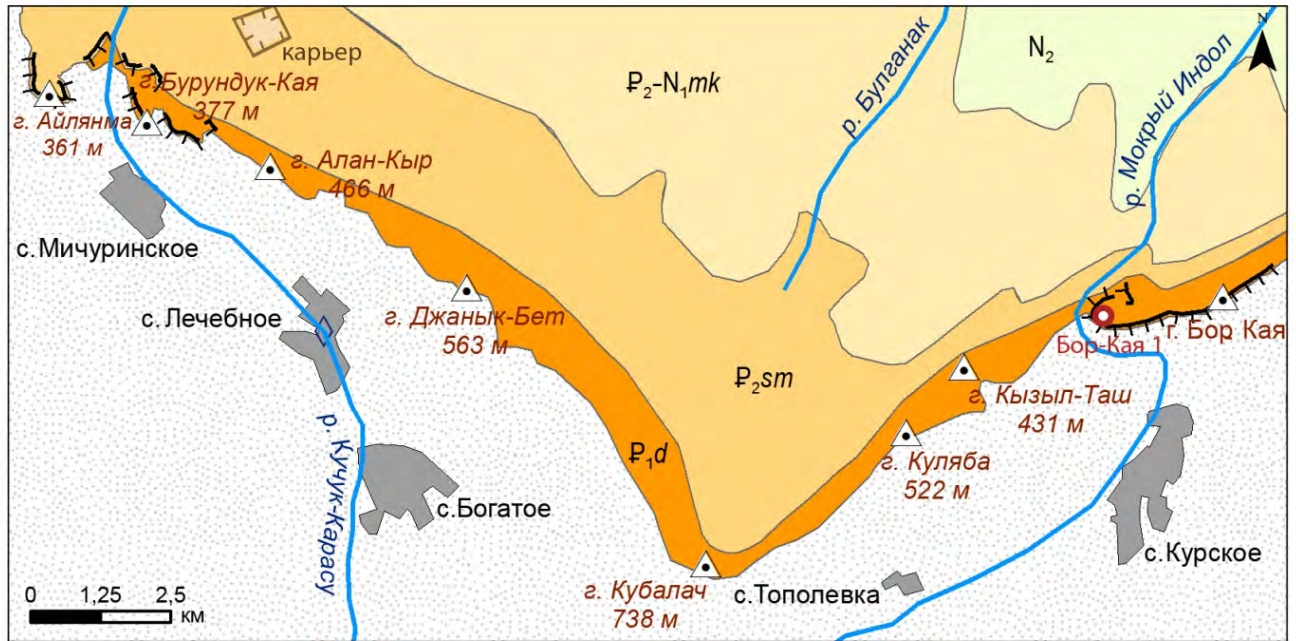


Рисунок 4.14 - Орогидрографическая схема участка междуречья Кучук-Карасу - Индол. Легенду см. в подписи к рисунку 4.6 (выполнено автором)

грубослоистых алевролитистых известняков. В обнажениях юго-восточнее горы Аланкыр мощность этих отложений очень сокращена. В южных склонах г. Кубалач и далее к востоку на склонах гряды, тянущейся севернее с. Тополевки, к ниже-среднедатским отложениям относится толща серых алевролитистых мергелей с прослоями алевролитистых известняков. Это нижняя часть (около 30-40 м) мощной датской толщи.

Качинские отложения восточного Предгорья не схожи с отложениями юго-западного Предгорья ни литологически, ни фаунистически. На востоке они выражены грязно-серыми более или менее алевролитистыми мергелями и известняками, местами немного окремненными. Они совершенно не содержат остатков моллюсков и охарактеризованы небольшим комплексом фораминифер очень плохой сохранности.

Эоценовые отложения представлены бахчисарайским и симферопольским регионарусам, схожими с эоценовыми отложениями участка Ак-Кай. На северном склоне массива Бор-Кая эоценовые известняки перекрываются сверху коричневыми глинами майкопской серии. Завершают геологический разрез чокракские, караганские и сарматские терригенно-карбонатные отложения

неогена, часто представленные маломощным невыдержанным слоем известняков на северном склоне куэсты.

Характеристика карстопроявлений. Благодаря большой протяженности куэстовых обрывов, литолого-текстурным и структурным вариациям пород и локальным особенностям на участке фиксируется большое разнообразие морфологии закарстованных поверхностей продольно-раскрытых трещинно-карстовых каналов (обозначены индексом 1 на рисунке Г.11).

На общем фоне закарстованных поверхностей или на смежных участках обрывов различаются поверхности, где исходная карстовая морфоскульптура была умеренно или полностью уничтожена денудацией - главным образом плоскостным смывом (обозначены индексом 3а и 3б на рисунке Г.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, а не растворением стен) и свежие поверхности отрыва (новообразованных трещин, не испытывавших фильтрации; 2а).

Для субвертикальных стен трещинно-карстовых каналов наиболее типичными являются волнисто-ребристые поверхности с латерально-протяженными сглаженными выступами и углублениями (рисунок Г.11 Г и З). Они часто осложнены выступающими ячеистыми, сотовыми или губчатыми образованиями объемно-каркасных структур (рисунок Г.11 Б и Д). 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 (рисунок Г.11 З). В обрывах Бор-Кая встречаются значительные гроты с наклонным основанием. Многие из таких гротов раскрыты сверху и образуют кулуары в приобрывочных участках массивов Айлянма, Бурундук и Бор-Кая [46, 47].

Выводы

Проведенный детальный морфогенетический анализ крупных карстовых полостей показал, что по своей литостратиграфической приуроченности, структуре и морфологии они классифицируются как полости гипогенного генезиса.

В ходе исследования обосновывается, что большинство специфических форм поверхностей стен, наблюдаемых в обрывах куэст, образуются в составе гипогенных сквозьформационных КПС, поэтому вопросы их происхождения рассматриваются в рамках моделей гипогенного спелеогенеза и соотносятся с фактическими данными, полученными при исследовании морфологии пещер.

Юго-Западный район является эталонным как по количеству и разнообразию гипогенных карстовых форм, так и по их значимости для установления закономерностей их взаимного расположения и роли в современном морфогенезе Внутренней гряды. Важной является идентификация гипогенных карстопроявлений по всему разрезу. Выпадение из разреза Центрального района датского яруса обуславливает концентрацию карстопроявлений на контакте маастрихта с вышезалегающими эоценовыми известняками в виде расширенных латерально-протяженных ходов и изометричных камер. Эоценовые известняки характеризуются обилием как сохранившихся подземных полостных форм, так и разнообразием реликтовых карстовых форм в обрывах. Датские отложения Восточного района имеют значительные отличия по сравнению с одновозрастными отложениями Юго-Западного района, из-за чего здесь отсутствуют ярко выраженные латерально-протяженные расширения трещинно-карстовых каналов, а преобладают локализованные формы растворения в отдельных интервалах стен основных каналов: обособленные, быстро выклинивающиеся вглубь массива каналы, округлые или неправильной формы ниши, крупные каверны, кластеры мелкой кавернозности.

РАЗДЕЛ 5

АНАЛИЗ ВТОРИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛОСТЕЙ И ПРИСТЕНОЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ПОРОДЫ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ

5.1. Типы и распространение отложений

В карстовых полостях Внутренней гряды диагностированы почти все типы пещерных вторичных отложений, однако их видовой состав и распространение имеют выраженные особенности, связанные с характером обстановок гипогенного спелеогенеза и их последующей эволюцией [47].

Остаточные отложения (нерастворимый остаток вмещающих известняков) присутствуют в большинстве пещер региона, но в чистом виде их выделить трудно, поскольку они смешиваются с глинистыми водно-механическими отложениями.

Водно-механические отложения представлены, главным образом, хорошо сортированными глинистыми отложениями серого и темно-серого цвета, выполняющими нижние части сечения основных объемов полостей. Их мощность редко превышает 1 м. Также встречаются красно-бурые глины, частично или полностью выполняющие карманы растворения в стенах и боковые выклинивающиеся каналы. Реже в карманах растворения встречаются глины буровато-желтого цвета, очень тонкого состава. Гранулометрический состав и характер распространения всех глинистых осадков указывает на их отложение в слабодинамичных фреатических условиях, с ограниченными возможностями поступления глинистого материала. Флювиальные отложения крупных размерностей (песчаные и гравийно-галечниковые) практически отсутствуют. Это свидетельствует о том, что большинство пещер даже линейной структуры никогда не функционировали в режиме понор-источник, характерном для эпигенного спелеогенеза.

Хемогенные отложения распространены не повсеместно. Наибольшим распространением пользуются отложения кальцита. Среди них выделяются

обнаруженные нами в нескольких пещерах Юго-Западного района отложения фреатического (субаквального) кальцита, представляющие собой массивные зональные коры параллельно-шестоватого кальцита коричневого цвета. Такие отложения характерны для восходящих источников напорных водоносных систем, в т.ч. термальных. Происхождение кальцита подтверждено исследованиями газового состава флюидных включений и изотопного состава (см. подразделы 5.4 и 5.5).

Несколько чаще встречаются субаэральные (вадозные) отложения кальцита – натечно-капельные (сталактиты, сталагмиты, колонны) и покровные (коры, мондмилх). Их обилие в пещере Таврской определяется неглубоким заложением под поверхностью куэстового массива с достаточно мощным почвенным покровом.

Во многих пещерах встречаются темноцветные тонкие (до 5 мм) корки, в составе которых, помимо преобладающего кальцита, диагностированы различные минералы (см. подраздел 5.2).

Гравитационные отложения представлены различными видами. В пещерах Таврская, Змеиная представлены обвальными-гравитационными отложениями в виде крупных фрагментов скальных подвесок и перегородок между некогда отдельными сближенными ходами, обрушение которых происходило в фазу раскрытия водонапорной системы ввиду снятия архимедовой поддержки, чем формировался единый объем крупных галерей. Скульптурные фрагменты подвесок и перегородок локально встречаются и в других пещерах Внутренней гряды. В крупных каналах и камерах часты вывалы блоков разной размерности из кровли. При полном обрушении сводов образуются провально-гравитационные отложения, но полость теряет подземную обособленность и полностью вскрывается на поверхность. В привходовых частях линейных пещер и в многочисленных гротах широко распространены термо-гравитационные отложения в виде мелкообломочного материала, отделяемого в результате десквамации. Выветриванию внутренних поверхностей раскрытых полостей способствует широкое развитие в пристеночной зоне алтерита – породы,

измененной в результате метасоматических изменений при взаимодействии поровых и каналовых флюидов.

Органогенные и антропогенные отложения. Во многих пещерах имеются незначительные (1-5 см) покровы гуано летучих мышей или минералогические признаки его существования в прошлом. В гротах и нишах часто встречаются останки животных и следы жизнедеятельности человека разных эпох.

Таким образом, характеристики вторичных отложений пещер Внутренней гряды не содержат признаков парагенезов с эпигенными пещероформирующими процессами, но хорошо согласуются с их гипогенным происхождением.

5.2. Минералогические исследования

Задачами минералогических исследований, которые проводились при участии канд. геол.-мин. наук А.И. Тищенко, были определение минералогического состава вторичных образований карстовых полостей и поиск минералогических критериев идентификации гипогенного спелеогенеза. В состав работ входили: визуальное описание образцов, отбор необходимого материала для диагностики минералов, разделение по фракциям и минералогический анализ, оптическое определение, определение качественного химсостава на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионным спектрометром, рентгеноструктурный анализ, КР-спектрометрия (комбинационного рассеяния).

Разделение на фракции и изучение их минералогического состава, в том числе диагностика некоторых минералов с применением оптических методов исследований, проводились в Крымском отделении Украинского государственного геологоразведочного института (аналитик – научный сотрудник, минералог О.М. Черницына). Некоторые образцы подвергались рентгеновской диагностике в лаборатории университета Инсбрука (Австрия).

Определение качественного химического состава минералов проводилось в ходе электронно-микроскопического исследования в аналитической лаборатории Минералогического музея им. А.Е. Ферсмана РАН (Москва) (аналитик - канд.

геол. наук В.Ю. Карпенко). Некоторые образцы изучались методом КР-спектроскопии в лаборатории университета Инсбрука на спектрометре HORIBA JOBIN-YVON Labram-HR800 с лазером Nd-YAG (100 mW, 532 nm).

Среди выявленных минералов однозначно связывается с гипогенным спелеогенезом (с его поздней фазой – началом гидрогеологического раскрытия напорных систем) фреатический кальцит и когенетичные с ним акцессорные минералы (доломит, барит, стронцианит).

Наиболее распространенным минералом в пещерах Внутренней гряды является кальцит, слагающий субаэральные натечные образования (сталактиты, сталагмиты, коры), мондмилых, а также обнаруженные в нескольких местах субаквальные (фреатические) покровы [47]. Такие покровы встречены в пещерах Таврская, Подарочная и Беш-Кош-4. Их толщина колеблется от 5-7 до 50-60 см. Они имеют зональное строение, мощность от 5-7 до 50-60 см и сложены параллельно-шестоватым коричневым кальцитом. Помимо характерных текстур, указывающих на фреатическое происхождение этого кальцита [235; 239], субаквальное образование подтверждается данными исследования флюидных включений (подраздел 5.4), облегченным изотопным составом углерода и кислорода (подраздел 5.5) и значительным возрастом (260-417 тыс. лет; подраздел 5.3).

В восточной части Внутренней гряды кальцит также встречается в жилах, выполняющих закарстованные трещины. В образце кальцита BOR-2 обнаружены твердые включения идиоморфных ромбоэдрических кристаллов доломита, а также агрегаты барит-стронцианит. Это определение выполнено сканирующей электронной микроскопией в режиме отраженных электронов (SEM-BSE) и энергорассеивающей спектрометрией (EDAX).

Дискуссионной является находка монтмориллонита в смеси с гипсом и, предположительно, галитом, в гроте Белоголовых Сипов (массив Качи-Кальон) [193].

5.3. Датирование вторичного кальцита методами абсолютной геохронологии

Образцы кальцита субаквального и субэврального типов были подвергнуты датированию по соотношениям U/Th методами плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии в лабораториях университетов Миннесоты (США), Киля и Гейдельберга (Германия). Подробности соответствующих аналитических процедур приведены в работах [221; 226].

Анализировались четыре сталагмита из пещеры Таврской, в каждом из которых определения выполнены по трем точкам вдоль оси роста. Результаты представлены в таблице 5.1. Для фреатического кальцита выполнены четыре датировки по образцам из пещер Таврская и Подарочная. Результаты датирования представлены в таблице 5.2.

Таблица 5.1 - Результаты абсолютного датирования субэврального кальцита (сталагмитов) пещеры Таврская по U/Th соотношениям [31; 166]

Образцы, точки датировок	Локализация образцов и точек	Возраст, тыс. лет	Ошибка, ± тыс. лет
Сталагмит T19	Главная галерея		
T19-I-A	вершина	14	0,9
T19-III-A	нижняя часть	125	10,8
T19-IV-A	основание	129	8,19
Сталагмит T21	Главная галерея		
T21-A	вершина	64	3,21
T21-B	средняя часть	115	9,70
T21-C	основание	127	8,40
Сталагмит T22	Главная галерея		
T22-S-II-A	нижняя часть	128	12,20
T22-S-II-B	основание	130	7,8
Сталагмит T33	Главная галерея		
T33-I-A	вершина	67	1,5
T33-I-B	средняя часть	120	8,5
T33-II-A	основание	125	13,6

Примечание: Датирование выполнено методом плазменной масс-спектрометрии (MC-ICPMS) в лаборатории университета Киля (Германия; аналитик Антон Эйзенхауер). Подробности аналитических процедур содержатся в [221]

Таблица 5.2 - Результаты абсолютного датирования субаквального кальцита (коры) пещер Таврская и Подарочная по U/Th соотношениям [31; 166]

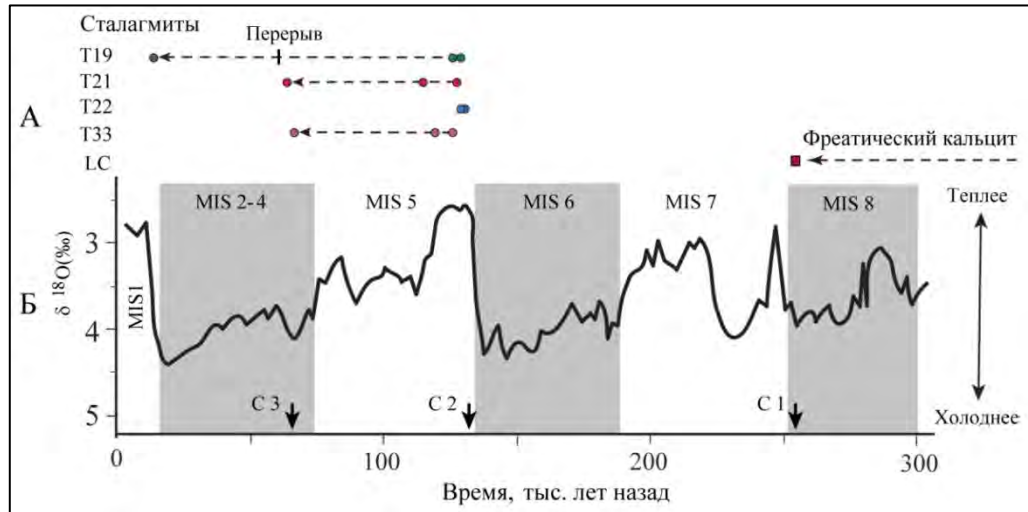
Пещера, образец	Локализация	Возраст, тыс. лет	Ошибка, тыс. лет	Лаборатория
Таврская				
T41	Рифт в 1-й галерее, кора	417	+44/-31	Гейдельберг
T16	Рифт во 2-й галерее (Козий лаз), кора	381	+56/-32	Гейдельберг
Подарочная				
POD1 (LC)	Рифт	263	+3/-3	Миннесота
POD2	Рифт	378	+64/-39	Гейдельберг

Примечание: Датирование выполнено методом термоионизационной масс-спектрометрии (TIMS) в лабораториях университетов Миннесоты (США; аналитик Хай Чен) и Гейдельберга (Германия). Подробности аналитических процедур содержатся в [226].

На рисунке 5.1 показано распределение полученных дат для сталагмитов по шкале времени в сопоставлении со шкалой морских изотопных стадий (MIS). Стрелки на шкале времени отмечают события: С1 – завершение отложения фреатического кальцита в каналовой системе восходящего источника; С2 – начало образования сталагмитов – минимальный возраст перехода каналовой системы в субаэральное состояние; С3 – прекращение роста большинства сталагмитов. Поскольку пещеры Таврская и Подарочная находятся в одном куэстовом массиве в междуречье Бельбек-Кача, на расстоянии около 400 м друг от друга, правомерна совместная геоморфологическая и палеогидрогеологическая интерпретация результатов датирования их образцов [47]. Интерпретация гидрогеологических и геоморфологических условий, соответствующих рубежам С1, С2 и С3, дана в подразделе 6.2, а также в работах [31; 166].

5.4. Газовый состав флюидных включений во вторичном кальците полостей

Газовый состав флюидных включений изучался методом квадрупольной масс-спектрометрии (QMS). Анализы выполнены в лаборатории Университета



А - датировки субэдральных отложений из пещеры Таврская (сталагмиты; даты обозначены кружками) на временной шкале. Позднейшая дата субаквального кальцита (пещера Подарочная) обозначена красным квадратом. Б – кривая, отражающая глобальные изменения климата в гляциальные и межгляциальные эпохи и стадии климатических изменений по изотопии кислорода донных морских осадков MIS [263].

Рисунок 5.1 – Результаты абсолютного датирования кальцитовых отложений по U/Th соотношениям [31; 166]

горного дела и технологий Нью-Мексико (США), аналитик Nigel Blamey. Проанализировано 5 образцов шестоватого кальцита из кластера пещер Таврская-Подарочная и три образца, характеризующие жильный кальцит – два с г. Бор-Кая и один с г. Агармыш. Во всех исследованных образцах доминантным компонентом флюидных включений является вода [47]. За исключением образца из пещеры Подарочной (обр. LC-1) ее содержание во включениях превышает 98 мол. % (см. Приложение Ж, рисунок Ж.1), что соответствует отложению кальцита в фреатических условиях [281]. Более низкие и значительно более переменные (в повторных измерениях) содержания воды (89-99 мол.%) в образце LC-1 определяются повышенными содержаниями N_2 , CO_2 и CH_4 при пониженных содержаниях O_2 . Такое взаимоотношение указывает на дегазацию глубинного флюида вблизи земной поверхности (вблизи выхода источника). При этом газовые пузырьки, выделившиеся при снижении гидростатического давления, захватываются включениями в случайных пропорциях с водой.

Содержание азота и кислорода. Все проанализированные образцы имеют отношения N_2/Ar , промежуточные между значениями для воздуха (83,6) и воздухомонасыщенной воды (38) [47] (рисунок Ж.2). При этом отношение O_2/Ar для всех образцов (за исключением жильного кальцита массива Агармыш, AG-1) лежат значительно ниже значения для воздуха-воздухомонасыщенной воды [47]. Это указывает на участие в процессе вод глубокой циркуляции, в которых роль аэробной атмосферной системы была исчерпана (кислород израсходован на окислительные реакции) и ведущая роль в создании окислительно-восстановительных условий перешла анаэробным потенциалзадающим системам земной коры (системы железа, серы, органических веществ; [141]). Азот является неактивным газом, поэтому можно ожидать его неизменное содержание в водах предполагаемого метеорного происхождения.

Содержание углекислого газа и метана. Для большинства исследованных образцов в газовом составе флюидных включений CO_2 преобладает над CH_4 [47]. Исключением являются три кальцитопоявления: LC-1 (пещ. Подарочная), ВК и Ворк 2 (жильный кальцит, г. Бор-Кая) и Ag-1 (жильный кальцит, г. Агармыш), для которых CO_2 и CH_4 содержатся в схожих количествах, либо CH_4 преобладает (рисунок Ж.3). Включения фреатического кальцита из пещеры Подарочная содержат значительные пропорции метана.

Происхождение флюидов. На рисунке И.4 данные по исследованным образцам нанесены на диаграмму соотношений CO_2/CH_4 и N_2/Ar , иллюстрирующую происхождение флюидов [262]. Обращает на себя внимание, что флюиды, захваченные во включениях фреатических спелеотем пещеры Таврской, лежат в поле метеорных вод неглубокой циркуляции, тогда как петрографически схожий образец из пещеры Подарочная характеризуется существенно измененным метеорным (коровым) характером вод. Следует отметить, что дискриминация между этими двумя типами вод на диаграмме Нормана-Мура проводится по соотношению $CO_2/CH_4 = 4$. Эта граница достаточно условна и была рассчитана для условий равновесия флюида с кристаллическими породами при 200 °С [262]. Флюиды, контактирующие с органикой осадочного

происхождения, могут иметь более низкие соотношения CO_2/CH_4 , чем флюиды в равновесии с породами фундамента [47].

Значительные, более чем 2,5 порядка, вариации отношений углекислого газа и метана в минералообразующих растворах, показанные на рисунках Ж.3 и Ж.4, свидетельствуют о значительной химической неоднородности флюидов, участвовавших в гипогенном карстогенезе в Предгорном Крыму. Отметим также, что поскольку обсуждаемые данные были получены при изучении вторичных минералов, этот вывод следует отнести к стадии процесса, когда циркулирующие воды уже были пересыщены в отношении кальцита. Для образцов пещер Таврская и Подарочная это соответствует завершающим стадиям гипогенного спелеогенеза (спелеолитогенез). Для жильного кальцита гор Бор-Кая и Агармыш взаимоотношения с основным этапом гипогенного спелеогенеза менее очевидны [47].

5.5. Изотопный состав углерода и кислорода породы в пристеночной зоне карстовых каналов

Изучение изотопного состава углерода и кислорода является одним из ключевых методов выявления и количественной характеристики взаимодействия палеофлюидов с породой в низкотемпературных гипогенных карстовых системах [219; 225; 238; 240; 279]. В эпигенных карстовых системах в условиях интенсивного водообмена зоны изотопного изменения не успевают образоваться, поскольку порода постоянно удаляется растворением. В гипогенных карстовых системах, характеризующихся относительной закрытостью, низкой интенсивностью водообмена, повышенными температурной и давлением, возможностью достижения флюидами равновесия с вмещающими породами можно ожидать взаимодействия в системе флюид-порода, изменяющего изотопный состав породы. Таким образом, выявление систематических изменений изотопного состава пород вблизи карстовых каналов является свидетельством взаимодействия в прошлом и может, с учетом характера изменений,

рассматриваться как важный признак гипогенного спелеогенеза. Характер таких изменений может давать важную информацию о характеристиках флюидов и о флюидной истории массива.

Имеющиеся опубликованные данные по региону ограничиваются изучением стратиграфических вариаций изотопного состава сеноман-туронских и валанжинских отложений, связанных с изменениями условий среды осадконакопления [275; 278].

В ходе проведенного исследования пристеночная зона опробовалась путем разбуривания микро-скважин в стенках каналов и взятия керна на глубину (по нормали) от 2-3 до 40 см. КERN отбирался вращательным бурением с использованием аккумуляторного перфоратора и специально изготовленного бура внутренним диаметром 25 мм с твердосплавной коронкой и с системой подачи бурового раствора.

Керны отбирались в Юго-Западном районе Внутренней гряды, в пещерах Змеиная (эоценовые известняки), Таврская (Приложение И, рисунки И.1-И.5), Подарочная (рисунки И.6, И.7), Беш-Кош-4 (палеоценовые известняки) (рисунок И.8), Душевского (мергели маастрихта) (рисунок И.9), а также на участках обрывов куэст, имеющих очевидные признаки формирования по карстовым каналам (рисунок И.10 - И.12). Для создания коллекции заведомо неизмененных пород отбирались образцы в карьерах (рисунки И.13- И.16).

Всего было исследовано 58 полевых образцов, по которым выполнено 934 определения изотопного состава углерода и кислорода [47]. Полученные результаты являются первым систематическим исследованием такого рода для палеогеновых пород региона [241; 242; 257].

В шлифованных срезах образцов кернов микропробы брались по длинному профилю через равномерные интервалы 1-3 мм. В образцах, где были выявлены направленные изменения в пристеночной зоне, в пределах этой зоны изменения выполнялось дополнительное микропрофилирование с шагом 300 мкм.

Пробы анализировались на масс-спектрометре Delta^{Plus}XL (Thermo Scientific), оснащенный постоянно-проточной линией подготовки проб Gasbench

(Thermo Scientific), в лаборатории Института геологии и палеонтологии университета Инсбрука (аналитик М. Вимер) по процедурам, описанным в работе [274]. Точность анализа составляет 0,03 ‰ для $\delta^{13}\text{C}$ и 0,06 ‰ для $\delta^{18}\text{O}$ (1 σ). Полученные результаты анализов подробно охарактеризованы в работе [47].

Проведенное в Предгорном Крыму исследование изотопного состава углерода и кислорода в породе пристеночной области карстовых полостей показывает наличие выраженных изменений относительно средних значений неизмененных пород в большинстве кернов, а также наличие высокоградиентных изменений в узкой пристеночной зоне во многих из них [47; 109; 241]. В таблице 5.3 приведена обобщенная характеристика изотопных изменений в изученных образцах.

Отмечаемые почти повсеместно (кроме образца Kachi-5) отличия изотопного состава пород основных (внутренних) частей профилей кернов, обычно плоских на графиках, от изотопных характеристик заведомо неизмененных пород, указывают на распространение изменений от стенок каналов вглубь породы на значительное расстояние, превышающее максимальную длину кернов. Существование такой широкой зоны изменений подтверждено данными исследования керна Skal-24 в закарстованном обрыве, находящемся в непосредственной близости от надежно охарактеризованных неизмененных пород в карьере (рисунки И.12-И.16). Отсутствие заметных трендов в этой части профилей свидетельствует о достижении равновесия с каналовыми флюидами. Преобладающая направленность изменений в этой широкой зоне состоит в облегчении изотопного состава, как по углероду, так и по кислороду. Исключение составляют образцы Kachi-5, Dush и тафони, где изотопные профили показывают тренд к утяжелению состава углерода (рисунки И.9-И.11).

На фоне измененных характеристик широкой зоны, во многих образцах (керны Т-1, Т-2, Т-3, LC, LCT, Besh-Kosh, рисунки И.1-3, И.6-И.8) ярко проявляются высокоградиентные изменения в узкой пристеночной зоне, толщина которой составляет 4-15 мм. Эти изменения направлены в большинстве образцов

Таблица 5.3 - Изменения изотопного состава углерода и кислорода по профилю кернов, в образцах фреатического кальцита и материала тафони [109]

Образец	Изменение основной части профиля относительно неизменной породы		Изменение в узкой пристеночной зоне относительно основной части профиля		Ширина узкой пристеночной зоны с изменениями относительно основной части профиля, мм
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
T1	↓	↓	↑	↓	4-5
T2	↓	↓	↓	↓	10
T3	↓	↓	↓	↓	4-5
LC	↓	↓	↓	↓	10
LCT	↓	↓	↑	↑	50
Besh-Kosh	↓	↓	↓	↓	15
Kachi-5	↑	↓	-	-	-
Kachi-6	-	-	-	-	-
Dush	↑	↓	-	-	-
Кальцит Таврской	↓	↓	н.п.	н.п.	н.п.
Кальцит Подарочной	↓	↓	н.п.	н.п.	н.п.
Кальцит Беш-Кош	↓	↓	н.п.	н.п.	н.п.
Тафони	↑	-	н.п.	н.п.	н.п.
Примечания:					
↑ - утяжеление (обогащение тяжелым изотопом)					
↓ - облегчение (обогащение легким изотопом)					
н.п. - не применимо					

в ту же сторону, что и изменения в широкой зоне, т.е. к обогащению породы легкими изотопами углерода и кислорода. Исключение составляет керн T1, где проявляется четкий тренд к утяжелению по углероду (при облегчении по кислороду). Поскольку этот тренд в узкой зоне «наложен» на более универсальный тренд широкой зоны (облегчение), то обусловившая его фаза

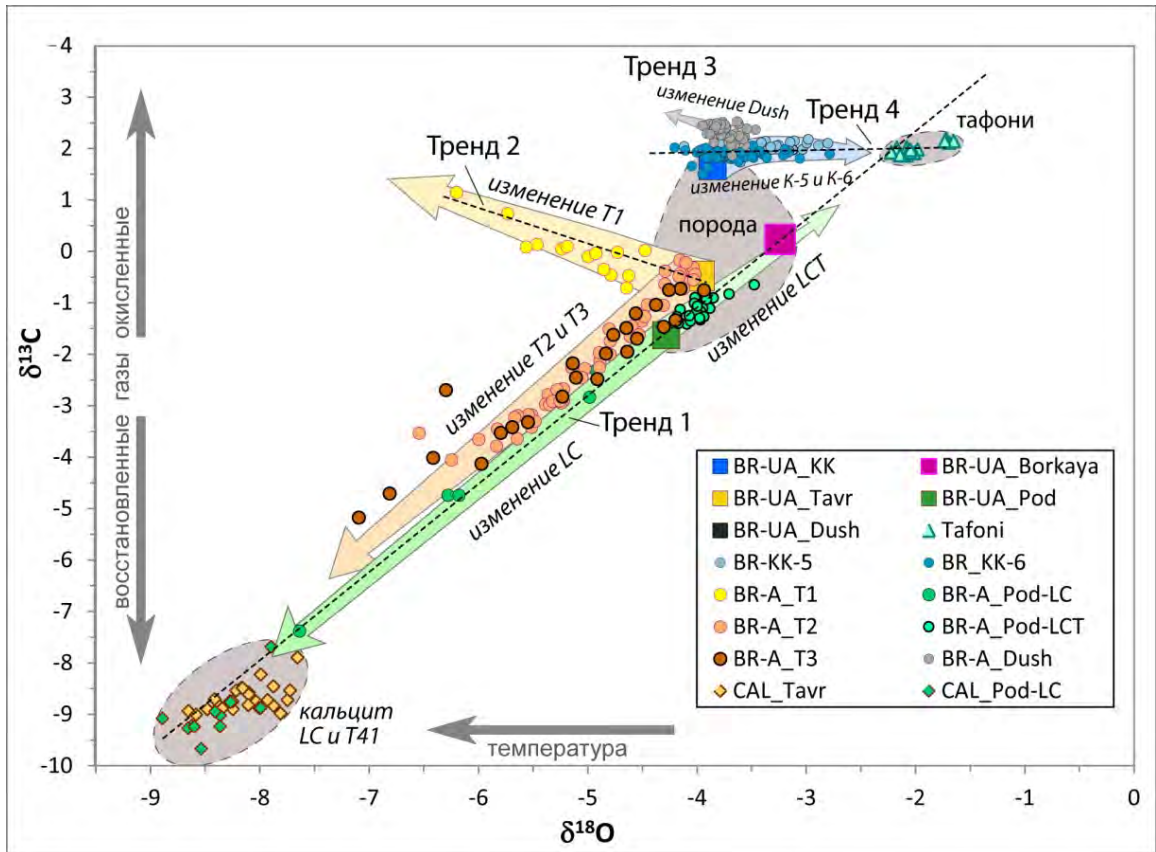
активности флюидов с другими характеристиками должна быть более поздней, чем та, которая сформировала изменения широкой зоны. Тенденция к утяжелению углерода и кислорода намечена в образце LCT, однако тут она проявлена слабо.

Абсолютная величина изменения изотопного состава углерода в пределах узкой пристеночной зоны несколько выше, чем кислорода (в соответствующих парах), и составляет от 0,7 ‰ до 4,5 ‰. Изменения состава кислорода в этой зоне варьируют от 2,0 ‰ до 4,9 ‰. Отличия изотопного состава фреатического кальцита от состава неизмененных пород достигают по углероду 11,0 ‰ и по кислороду 6,3 ‰ (облегчение).

Изотопные значения углерода и кислорода породы в узкой зоне по образцам демонстрируют хорошую позитивную корреляцию (за исключением образцов, где углерод утяжеляется), что обуславливает выраженное линейное распределение значений на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ и также свидетельствует о направленности и «флюидообусловленности» изменений.

Таким образом, наличие, величина и характер изменений изотопного состава углерода и кислорода в породе пристеночной области карстовых полостей однозначно указывают на тесное взаимодействие между поровыми флюидами породы и флюидами, когда-то мигрировавшими по этим каналам, что присуще относительно закрытым гидрогеологическим условиям. Поскольку речь идет о породах в стенах хорошо разработанных карстовых каналов, то развитие таких каналов, даже если не однофазное с обусловившими это изменение флюидами, однозначно связано с гипогенным спелеогенезом. Формирование изотопно-измененной зоны в стенке карстовой полости подразумевает, что либо образование самой полости растворением предшествовало периоду изменения, либо продвижение фронта изменения вглубь породы происходило быстрее, чем удаление материала с поверхности стенки растворением.

Взаимоотношения изотопных характеристик изученных образцов и их частей хорошо иллюстрируются на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$, которая позволяет анализировать направленность изменений (рисунок 5.2). Анализ этой диаграммы



Условные обозначения: *квадраты* (BR-UA) – средние значения для неизменных пород; *ромбы* (BR-WA) – средние значения для внутренних частей кернов; *кружки* (BR-SA) – индивидуальные значения в узких пристеночных зонах кернов; *кресты* (CAL) – индивидуальные значения для фреатического кальцита; *треугольники* – средние значения для материала тафони. Skal – с.Скалистое; Ink – Инкерман; Kach – Качи-Кальон; T и Tavr – пещера Таврская; Pod – Подарочная; Besh – Беш-Кош; ZM – пещера Змеиная; Dush – пещера Душевского. Цветные стрелки показывают направления изменений в образцах и группах.

Рисунок 5.2 - Изотопный состав углерода и кислорода палеоценовых известняков, фреатического кальцита пещер и материала тафони [109]

показывает наличие закономерных и хорошо выраженных трендов в изменениях изотопного состава углерода и кислорода в результате взаимодействия в системе флюид-порода [109]. Главным трендом (тренд 1) является облегчение изотопного состава углерода и кислорода. Этот тренд проявляется в смещении в сторону облегчения изотопного состава пород внутренних частей кернов, а также гораздо более выразительно – в высокоградиентных изменениях в узкой пристеночной зоне ряда образцов. Последнее установлено в образцах T2, T3, LC и Besh (пещеры Таврская, Подарочная и Беш-Кош). Примечательно, что этот тренд направлен от

неизмененных пород соответствующих местностей в сторону значений С и О фреатического кальцита из соответствующих пещер (образующих единое поле), что указывает на единство флюидов, производивших изменения изотопного состава породы и откладывавших кальцит. Дополнительным свидетельством того, что изменения пород в пристеночном слое были постдиагенетическими, является более изотопно-тяжелый состав раковин моллюсков, выпадающий из полосы изотопно-облегченных значений микритовой массы породы в пристеночной зоне и соответствующий неизменной породе. Это объясняется более высокой плотностью и меньшей проницаемостью раковин для поровых флюидов.

На рисунке 5.2 видно, что изотопные значения фреатического кальцита LC, T14 и Besh а также измененных пород LC, T2, T3 и Besh образуют хорошо определенный единый линейный тренд (тренд 1; $R^2=0,97$). На этой же линии, но с противоположной направленностью от неизмененных пород (т.е. в сторону утяжеления по углероду и кислороду), располагаются изотопные значения внешней части керна LCT (пещера Подарочная). Эти изменения исходного изотопного состава породы направлены в сторону поля значений материала тафони (тренд 2). Напомним, что стенка, откуда отбирался образец, имеет явную тафониоподобную морфологию, что подчеркивает неслучайность такой направленности изменения. Можно предполагать, что это изменение изотопного состава породы происходило при взаимодействии с флюидами другого состава и происхождения (т.е. в иную фазу флюидной истории массива), чем флюиды, изменявшие состав породы согласно главному тренду.

Еще одно направление в изменении изотопного состава пород под воздействием циркулировавших по трещинно-карстовым каналам флюидов выражается в утяжелении по углероду и облегчении по кислороду (тренд 3 на рисунке 5.2), что выявлено в образце T1 (пещера Таврская).

Изотопные значения материала тафони дают на диаграмме $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$ компактное поле, несколько смещенное от неизменной породы этой местности в сторону утяжеления по углероду, что согласуется с гипотезой образования тафони по метасоматически измененной зоне, обрамляющей карстовые каналы.

Смещение в сторону утяжеления в этих образцах намного более значительно относительно характеристик пород в пристеночном слое каналов исследованных кернов. Соответственно, изменения основного тренда (облегчение изотопного состава углерода и кислорода) и тренда тафони (утяжеление по углероду) обусловлены взаимодействием с разными флюидами. Воспроизводимость тренда тафони, однако, требует дополнительных подтверждений по образцам из других местонахождений и пород.

Таким образом, исследования изотопного состава пород пристеночных зон карстовых полостей, фреатического кальцита и материала тафони указывают на связь выявленных особенностей с флюидами нескольких различных типов. Можно предположить, что выявленные в различных образцах (группах) изменения изотопного состава связаны с разными фазами эволюции глубинной флюидной системы, между которыми существенно изменялись источники углерода (и его изотопный состав), а также, возможно, температура флюидов. Эти фазы могли не соответствовать или не полностью соответствовать фазам собственно спелеогенеза, то есть фазам расширения каналов миграции флюидов за счет растворения, но фазы спелеогенеза предшествовали фазам преимущественного изотопного изменения пород или перемежались и отчасти совпадали с ними.

Источниками неорганического углерода во флюидах, взаимодействовавших с породами могли быть, на разных фазах развития геогидродинамической системы, CO_2 от глубинного термометаморфизма карбонатных пород или магматических процессов, углерод от гидротермального растворения в глубоких горизонтах, термальной деградации органического вещества пород и углеводородов, а также углерод почвенной зоны в области питания вод различных горизонтов и комплексов. Е.Ф. Шнюковым с соавторами [54; 55] показано, что источником углерода при формировании кальцитов грязевых вулканов Керченского полуострова являлись углеводородные флюиды глубинной дегазации, претерпевавшие в разной, в том числе значительной, степени термическую и окислительную деструкцию. Процессы восходящей миграции флюидов

захватывали на определенных этапах геодинамического развития и Горный Крым с Предгорьем. Упомянутые варианты эволюции углерода дополнительно разнообразились различной историей раскрытия глубинных флюидных систем и обуславливали большие вариации изотопного состава восходящих к палеоценовым известнякам флюидов, как во времени, так и по различным участкам Предгорья.

Выводы

1. Ключевыми для идентификации гипогенного спелеогенеза стали следующие группы пещерных вторичных отложений:

- водно-механические, гранулометрический состав и характер распространения которых указывает на то, что большинство пещер никогда не функционировали в режиме понор – источник;

- хемогенные, среди которых ключевыми являются отложения фреатического (субаквального) кальцита, характерные для восходящих источников напорных водоносных систем, что подтверждено исследованиями флюидных включений и изотопного состава данных образцов;

- гравитационные, среди которых характерными для гипогенных полостей служат крупные фрагменты скальных перегородок между некогда отдельными ходами, обрушение которых происходило в фазу раскрытия водонапорной системы ввиду снятия архимедовой поддержки.

2. Выполненное впервые для региона датирование разнотипных кальцитовых отложений по соотношениям U/Th методами плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии позволило получить временные привязки периодов отложения фреатического кальцита в каналовой системе восходящего источника, начала образования сталагмитов и прекращения их роста, и стало основой для интерпретации гидрогеологических и геоморфологических условий, соответствующих этим событиям.

3. Газовый состав флюидных включений свидетельствует об участии в процессе отложения шестоватого и жильного кальцита вод глубокой циркуляции.

4. Среди выявленных минералов однозначно связывается с гипогенным спелеогенезом фреатический кальцит и акцессорные минералы (доломит, барит, стронцианит).

5. Проведенными исследованиями изотопного состава углерода и кислорода в породе пристеночной области карстовых полостей Внутренней гряды выявлено наличие широких (десятки сантиметров - метры) зон слабого изменения в пристеночной зоне карстовых полостей, а также наличие высокоградиентного изменения в узких (4-15 мм) пристеночных зонах. Наличие, величина и характер изменений указывают на изотопный обмен между породой и водами, когда-то мигрировавшими по карстовым каналам, что присуще относительно закрытым гидрогеологическим условиям. Данные по изотопному составу пород пристеночных зон карстовых полостей, фреатического кальцита и материала тафони указывают на связь выявленных особенностей с флюидами нескольких различных типов. Выявление изменений изотопного состава углерода и кислорода в стенках обрывов куэст со скульптурной морфологией указывает на то, что они представляют собой экспонированные стены бывших карстовых каналов гипогенного происхождения, а также на незначительную роль процессов внешнего выветривания в переработке экспонированных поверхностей.

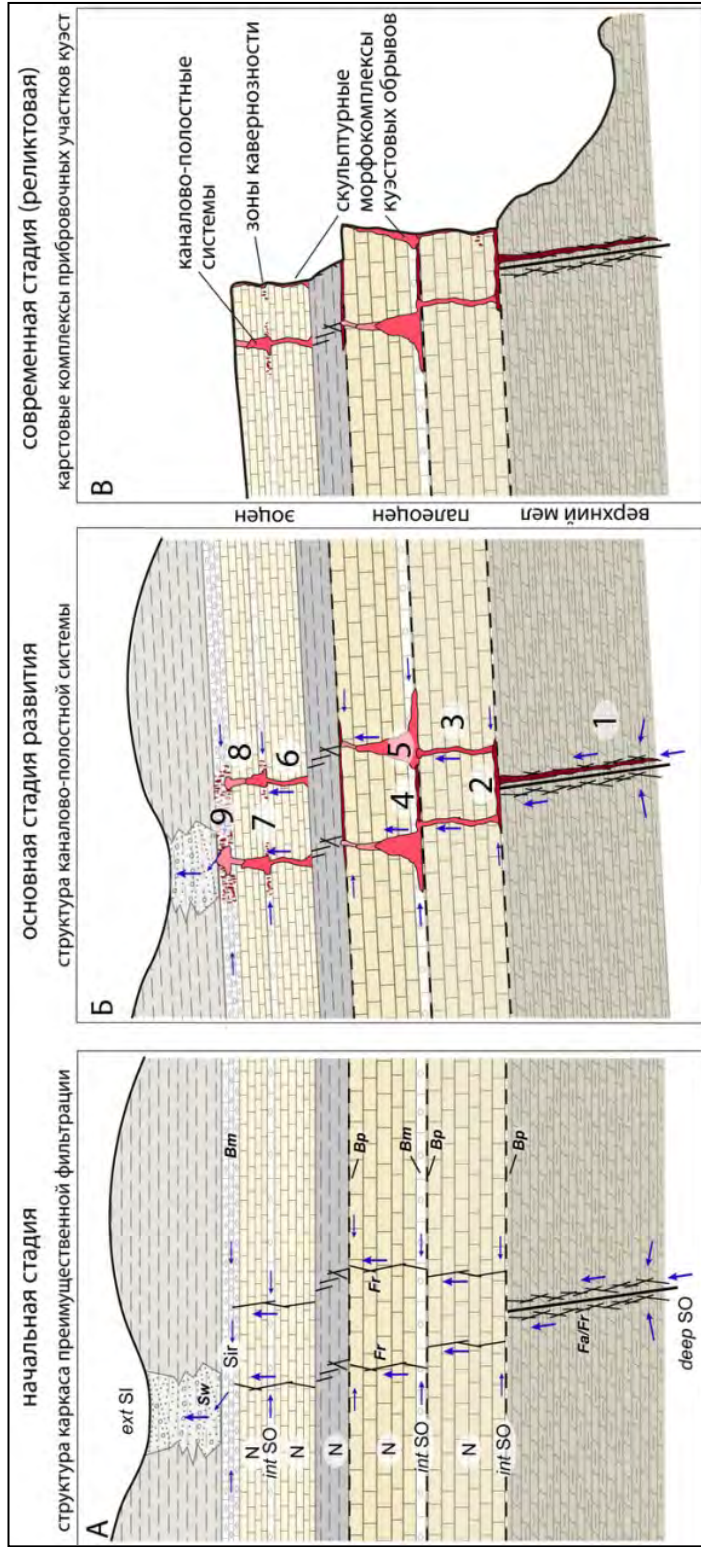
РАЗДЕЛ 6

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ И РОЛЬ СПЕЛЕОГЕНЕЗА В
ГЕОМОРФОГЕНЕЗЕ ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ ГОРНОГО КРЫМА

6.1. Концептуальная модель спелеогенеза

В рамках применяемой в работе спелеогенетической концепции Внутренняя гряда рассматривается как ныне сдренированная моноклиальная пластовая гидрогеологическая система верхнего (мел-палеоген-неогенового) структурного яруса, некогда получавшая внешнее питание в приподнятых краевых обнажениях соответствующих коллекторов по северному контуру воздымающейся Главной гряды и проводившая пластовые потоки в равнинно-крымскую часть Причерноморского артезианского бассейна. Общие закономерности гидродинамики краевых частей артезианских бассейнов [34; 200] обусловили формирование тут области восходящей разгрузки, чему способствовало положение моноклинали в нарушенной и геодинамически активной полосе вдоль коллизионного шва между структурами Горного Крыма и Скифской плиты, описанного В.В. Юдиным [211]. Геодинамическими факторами существования области восходящей разгрузки могли являться: 1) общий надрегиональный поддвиг кайнозойских пород дна Черного моря под Крым [210]; 2) неоген-четвертичное послонное смещение всей пластины куэстовой моноклинали по некомпетентным, относительно пластичным толщам нижнего мела [210]. Этим обуславливалась сквозьформационная тектоническая нарушенность чехла и подтоки глубинных флюидов, усиливавшиеся в фазы геодинамической активизации.

Как показано А.Б. Климчуком [122], в условиях гетерогенной и тектонически нарушенной пластовой структуры в локальных гидравлических системах восходящих потоков формируется сложный каркас преимущественной фильтрации с поперечными и латеральными элементами (рисунок 6.1 А), составляющий основу для формирования пространственно разобщенных, но



Условные обозначения к А: гидравлические режимы: SO – режим питания; deep SO – глубокий источник; int SO – промежуточный источник; SI – режим разгрузки; ext SI – внешняя область; N – нейтральный режим; флюидопроводящие элементы КПФ: Bm – слой высокой порово-микротрещинной (матричной) проницаемости; Vr – плоскости напластования; Fr – плоскости напластования; Fr – сквозьпластовые/внутрипластовые трещины; Fa/Fr – разломно-трещинные зоны; Sw – стратиграфические окна. Оттенками красного цвета на Б показаны элементы каналво-полостной системы, развитые по исходному КПФ. Цифры в кружках - см. пояснения в тексте.

Рисунок 6.1 - Структура каркаса преимущественной фильтрации (А), региональная модель гипогенного спелеогенеза Предгорного Крыма (Б) и выражение фрагментов реликтовых каналво-полостных структур в современной геоморфологической обстановке (В) (А – [122]; Б, В – [166])

генетически и функционально связанных, каналов и полостей на разных уровнях. Региональная концептуальная модель спелеогенеза (рисунок 6.1 Б) реконструирует такую функционально-генетическую систему и показывает связь разнообразных типов каналов и полостей, выявленных в различных частях гидростратиграфического разреза [166]. Их пространственная разобщенность обусловлена геоморфологическим раскрытием и расчленением пластовой структуры моноклиального склона (рисунок 6.1 В), в результате чего гипогенные карстовые системы были переведены в реликтовое состояние и фрагментированы. Это расчленение пластовой структуры происходило, главным образом, по гипогенным каналово-полостным системам, чем определяется роль гипогенного карста в геоморфогенезе региона (см. подраздел 6.3) и объясняется обилие и разнообразие экспонированных в обрывах карстопроявлений.

По классификации структур гипогенного спелеогенеза [122] КПС Внутренней гряды относятся к группе структур в каркасах преимущественной фильтрации с доминированием сквозьформационной организации, типу латерально-поперечных сквозьформационных структур по крупным трещинам и разломам, с латеральными пластовыми элементами полостной каймы или перемычек между смежными субвертикальными каналами.

Представленная на рисунке 6.1 В региональная модель гипогенного спелеогенеза Внутренней гряды отражает структуру системы в полном литостратиграфическом варианте, т.е. в присутствии маастрихтского, датского и симферопольского карбонатных слоев [186; 190; 191]. Выпадение датских известняков из разреза лишь сокращает количество «ярусов» в каналово-полостной системе, но не изменяет ее структуру и функционирование.

Доступные для непосредственного изучения нижние элементы гипогенной каналово-полостной системы представлены вертикальными полостями в маастрихтских мергелях, проводившими восходящий поток от более глубоких частей разреза (цифровое обозначение 1 на рисунке 6.1 Б; типоморфный пример - пещера Душевского). После локального латерального перераспределения по контакту маастрихтских мергелей и вышележащих датских известняков (2),

восходящий поток испелеогенеконтролировался субвертикальными трещинами в толще последних (3 и 5) и взаимодействовал с латеральным потоком по активной плоскости напластования и прослою повышенной проницаемости матрицы в датской толще (4). Восходящие элементы в датских известняках (3) закартированы в пещерах Таврской, Подарочной, Мангупской и многочисленных полостях-фрагментах в обнажениях палеоценовой куэсты. Взаимодействие восходящего и латерального потоков в средней части толщи возобновляло растворяющую способность вод (механизм «коррозии смешивания») и вызывало эффекты плотностной конвекции, что обусловило формирование крупных полостей с соответствующей скульптурной морфологией выше уровня взаимодействия (5). Восходящие перетоки по ослабленным зонам через нижнеэоценовые глинистые отложения и субвертикальным трещинам через вышележащую толщу симферопольских известняков создавали аналогичную структуру каналов в последней (6, 8; примеры – пещеры Змеиная, Алимова). Выраженные уровни взаимодействия восходящего и латерального потоков находятся в средней и верхней частях толщи симферопольских известняков (7, 9), четко идентифицируемые соответствующими спелеоформами (боковыми каналами и зонами кавернозности по контактам и отдельным слоям).

6.2. Основные этапы развития полостей

Сопряженный анализ характеристик закарстованности, геолого-геоморфологических и гидрогеологических условий различных участков позволяет уточнить и детализировать схему региональной геоморфологической и гидрогеологической эволюции и этапов развития гипогенного карста Внутренней гряды.

Условия для развития гипогенного спелеогенеза в мезо-кайнозойских отложениях нынешней Внутренней гряды формировались при выводе территории в континентальные условия после периода олигоцен-миоценового морского осадконакопления, с началом инфильтрационного промыва бассейна, развитием

рельефа и формированием миоценовой поверхности выравнивания [129]. В сармате территория была вовлечена в поднятия, в результате которых усилилась дифференциация рельефа в краевых частях пра-Альминского и пра-Белогорского артезианских бассейнов (структуры второго порядка в составе Причерноморского бассейна) и оформился моноклиальный склон. Денудационная часть миоценовой поверхности выравнивания простиралась от предгорий до линии Главной гряды [145], где формировалась раскрытая краевая область питания смежного к северу и северо-западу бассейна. Этапы освобождения Главной гряды от мел-палеогенового покрова освещены в работе Н.И. Лысенко [146]. Аккумулятивная часть поверхности выравнивания 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 [145]. В этой слоистой толще пород переменной в разрезе проницаемости, относительно спокойно залегающей с небольшим уклоном к северу и северо-западу и перепадом высотных отметок около 300 м, существовали условия для формирования латеральных потоков напорных межпластовых вод. По сквозьформационным тектоническим разрывам, геодинамически активным в полосе Предгорья, в толщу верхнего структурного яруса поступали флюиды из глубоких частей осадочного чехла, взаимодействуя с латеральными потоками, о чем свидетельствуют данные изотопно-геохимического исследования (подраздел 5.5).

В послесарматское время, в связи с поднятиями Горного Крыма, оживлением разрывов и надвигов Предгорной сутуры и формированием постмиоценовых сбросов [97], секущих поперек зону меланжей, в напорной системе артезианского склона пра-Белогорского и пра-Альминского бассейнов усиливаются водообменные процессы. Этому способствовало продолжающееся денудационное раскрытие области питания и увеличение восходящей разгрузки межпластовых горизонтов в краевой области, особенно в тектонических узлах надвиговых и сбросовых разрывов. Локализация очагов разгрузки подземных вод на

поверхность контролировалась более молодыми и лучше раскрытыми субмеридиональными нарушениями. С усилением разгрузки и локализацией ее очагов, усиливается эрозия и активизируется развитие консеквентных речных долин. Менее мощные источники, связанные с субширотными разрывами вдоль Предгорной сутуры, стимулируют эрозионное развитие субсеквентных притоков и заложение элементов Южной продольной депрессии. Период усиления эрозионного расчленения (особенно слабопроницаемой толщи майкопских глин), восходящей разгрузки и циркуляции подземных вод в течение плиоцена, следует считать временем наиболее интенсивного развития гипогенных каналово-полостных систем в разновозрастных карбонатных породах слоистой толщи.

В начале плейстоцена, когда альпийский орогенез достиг своего максимума, предгорная часть палеобассейна окончательно превращается из области аккумуляции в область размыва [89]. Область питания артезианского бассейна, соответствующая Главной гряде и ее северному склону, стремительно расчленяется под действием эрозии, гравитации, физического выветривания. Резкая активизация гипогенного спелеогенеза связана с оформлением и углублением Южной продольной депрессии, предположительно в течение раннего и среднего плейстоцена, что вызывало увеличение восходящей разгрузки пластовых напорных горизонтов в этой полосе в виде карстовых источников. Такая разгрузка, в свою очередь, усиливала дальнейшее эрозионное расчленение основания. Расчленение известняковых пластов, сначала эоценового, а затем и палеоценового, снимало напоры в соответствующих пластах и затем полностью их дренировало, что обуславливало переход гипогенных систем в реликтовое состояние. Снятие напоров и архимедовой поддержки вызывало частичную переработку гипогенной морфологии полостей гравитационными процессами – обрушение скульптурных перемычек между сближенными трещинно-карстовыми каналами, потолочными каналами и купольными формами и прикрытие обвальными гравитационными и водно-механическими отложениями питающих элементов в нижней части разреза полостей.

Время и темпы денудационного раскрытия, препарирования и эрозионного

расчленения отдельных карбонатных толщ и известняковых слоев (т.е. приобретение районом куэстового облика) различались для различных секторов Внутренней гряды. Раньше началось и более полно реализовалось денудационное раскрытие исходной моноклинали в юго-западной части Внутренней гряды. В центральной и восточной частях оно реализовано в меньшей степени, а в отдельных секторах единая пластовая структура по уровню верхнемеловых отложений на северном склоне Главной гряды сохранилась до настоящего времени [145].

Выполненное датирование разнотипных кальцитовых отложений из пещер Таврской и Подарочной (см. подраздел 5.3) дает возрастную привязку важного периода спелеогенетической и геоморфологической эволюции в юго-западном секторе Предгорного Крыма – раскрытия палеоценовой куэсты и системы напорных водоносных горизонтов мел-палеоценовой толщи [31; 166]. Этот период ограничен рубежами С1 (наиболее поздняя дата субаквального кальцита; 263 тыс. лет) и С2 (начало роста сталагмитов, маркирующих вадозные условия; 130 тыс. лет), отмеченными на временной шкале рисунка 5.1. Ниже дается интерпретация гидрогеологических и геоморфологических условий, соответствующих этим рубежам, визуализированная на рисунке 6.2.

1. Отложение фреатического кальцита продолжалось по меньшей мере до момента 263 тыс. лет назад (С1). Эта фаза соответствует второй половине среднего плейстоцена, концу морской изотопной стадии (MIS) 8 (периода похолодания), пику периода низкого положения уровня Мирового океана.

Кальцитовые коры пещер Подарочная, Таврская и Беш-Кош-4 являются отложениями восходящих карстовых источников. Они отлагались в условиях восходящего перетока вод, возможно слаботермальных (не выше примерно 50 °С по данным исследования флюидных включений), из нижележащих толщ через карстовую систему в палеоценовых известняках. Отложение кальцита происходило в близповерхностных условиях вследствие падения температуры и давления, сопровождающихся дегазацией. Аналогичный кальцит встречается во

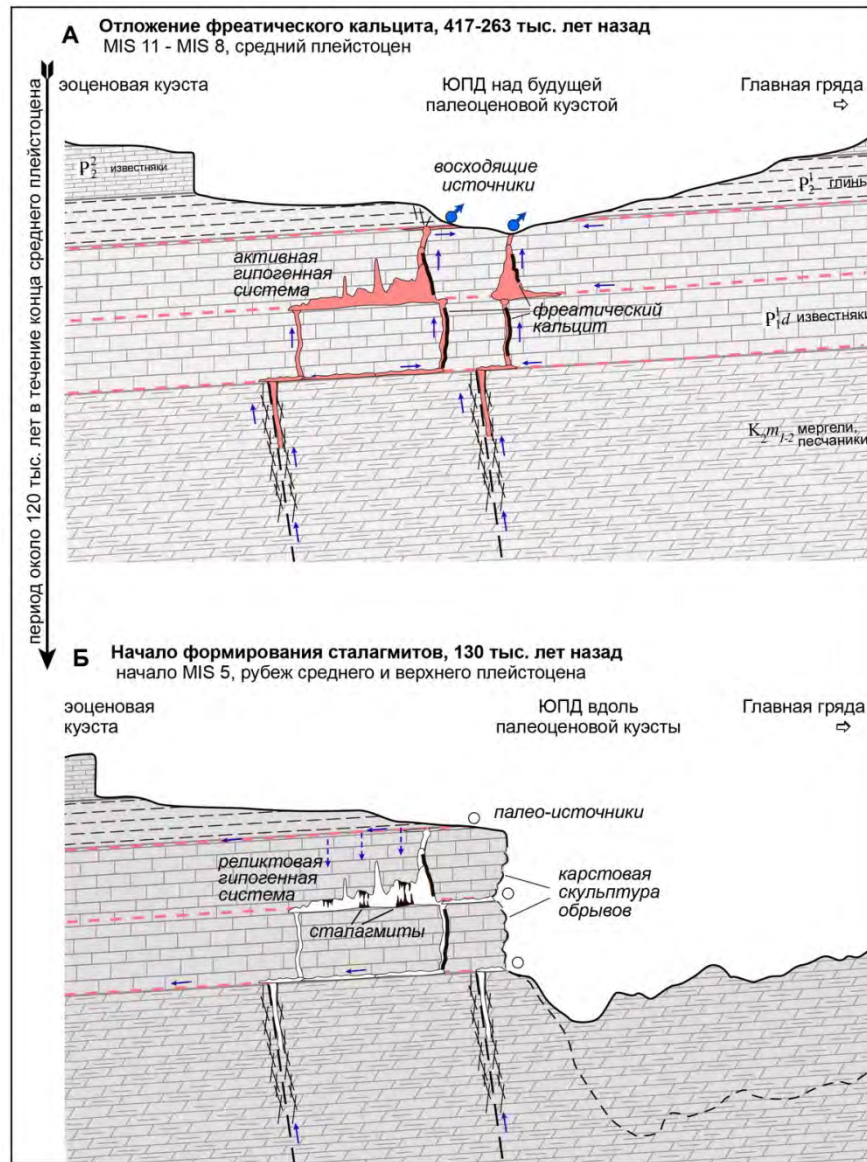


Рисунок 6.2 - Эволюция Внутренней гряды и Южной продольной депрессии юго-западной части Горного Крыма во второй половине среднего плейстоцена по спелеохронологическим данным. Схематическое отображение геоморфологических и гидрогеологических условий для завершающей фазы периода отложения фреатического кальцита (А) и фазы начала формирования сталагмитов (Б) [31; 166]

многих полостях современных или реликтовых восходящих карстовых источников, связанных с глубокой циркуляцией вод. Залегание коры по сформированной ранее скульптурной поверхности пещер указывает на практически полное оформление морфологии последних ко времени отложения

кальцита. Оно началось не позднее 417 тыс. лет назад (возможно значительно раньше) и продолжалось, по меньшей мере, до рубежа 263 тыс. лет назад (возможно и несколько позднее). Функционирование восходящих источников, питаемых гипогенными каналово-полостными системами (фрагменты которых представлены пещерами Подарочная, Таврская и Беш-Кош-4), с отложением фреатического кальцита в них, подразумевает, что днища эрозионных долин, углублением и слиянием которых будет впоследствии образована Южная продольная депрессия, находились выше этих полостей.

Таким образом, возраст фреатического кальцита соответствует ранней фазе денудационного раскрытия палеоценовой куэсты на этом участке, в которой палеоценовые известняки были вскрыты днищами долин, но еще не взрезаны ими. Произошедшее к этому времени продольное расчленение жесткого пласта эоценовых известняков уже наметило выражение Внутренней гряды в рельефе, но еще не создало единого фронта куэстовых обрывов. Вероятно, что ускорение врезания элементов ЮПД связано с прохождением в полосу внутреннего Предгорья пульса углубления долин, вызванного низким положением базиса эрозии (уровня Черного моря) во время предшествующего стадияла (MIS 8), а также пульсом поднятия. Следы скульптурного (конвективного) растворения по субаквальной кальцитово-карбонатной коре в пещере Таврской указывают на сохранение фреатических условий в массиве в течение какого-то времени после завершения отложения кальцита, со сменой гидрохимического режима осаждения на режим растворения. Такая смена могла быть связана с интенсификацией подтока вод мелкой циркуляции в процессе раскрытия пластовой структуры Предгорья.

2. Начало интенсивного формирования сталагмитов, около 130 тыс. лет назад (C2). Время соответствует началу MIS 5, рубежу среднего и верхнего плейстоцена, началу микулинского межстадияла севера Евразии и рисс-вюрмского межстадияла Альп.

Древнейшие даты, полученные из оснований сталагмитов (таблица 5.1), могут рассматриваться как минимальный возраст установления вадозных условий в пещерах, т.е. условий их полного дренирования и возникновения вертикальной

нисходящей фильтрации от поверхности. Первое условие подразумевает углубление дна Южной продольной депрессии существенно ниже уровня заложения полостей (т.е. практически полное расчленение их смежной долиной), а второе – обнаженность поверхности пласта палеоценовых известняков из-под слабопроницаемого покрова (т.е. обнажение структурного склона палеоценовой куэсты). Таким образом, геоморфологические условия начала формирования сталагмитов включают отчетливую выраженность палеоценовой куэсты в рельефе вследствие денудационного расчленения известняковой толщи со стороны депрессии. Для отложения натечно-капельного кальцита нисходящей фильтрацией необходимы также благоприятные климатические условия (достаточное количество осадков при относительно теплом климате).

Датировки по основаниям всех четырех сталагмитов варьируют в узком диапазоне 125-129 тыс. лет. «Спусковым» для образования сталагмитов среди отмеченных выше условий, вероятно, было изменение климата, но необходимые геоморфологические и гидрогеологические условия (хорошая выраженность куэсты в рельефе района и понижение уровня подземных вод в прибровочной части ниже уровня пещер) уже существовали.

3. Прекращение роста большинства сталагмитов, 65 тыс. лет назад (С3). Датировки по вершинам сталагмитов Т21 и Т33 фиксируют прекращение их роста около 65 тыс. лет назад. Хотя в сталагмите Т22 вершина не была датирована, но сходство его внутренней структуры с упомянутыми выше сталагмитами позволяют предположить тоже время завершения его роста [31]. Лишь в сталагмите Т19 вершина датируется более поздним временем, однако в структуре его верхней части есть несогласие, по-видимому, также соответствующее рубежу около 65 тыс. лет.

Событие С3 соответствует середине позднего плейстоцена, MIS 4, началу холодного периода валдайской стадии севера Евразии. Очевидно, что причиной прекращения роста сталагмитов было изменение климата. Датировка вершины сталагмита Т19 на уровне 14,3 тыс. лет указывает на возобновление его роста за некоторое время до этой даты и прекращение на ней; но при этом рост прочих

сталагмитов не возобновлялся. Время прекращения роста сталагмита T19 соответствует поздней стадии вюрмской эпохи.

В восточном секторе Внутренней гряды процесс раскрытия и экспонирования эоценовых и палеоценовых известняков и гипогенных карстовых систем 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 гряда выражена, отступление крутых склонов посредством отседания и обрушения блоков обуславливает вывод реликтовых гипогенных каналово-полостных структур в обрывы и экспонирование разнообразного морфологического комплекса карстопроявлений.

Таким образом, в эволюции гипогенного карста Внутренней гряды можно выделить такие этапы: 1) миоцен: формирование инфильтрационной системы и условий моноклиального артезианского склона, заложение гипогенных каналово-полостных систем по сквозьформационным нарушениям; 2) конец миоцена – плиоцен – ранний плейстоцен: раскрытие краевой области питания и 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 эоценовых известняков, переход карстовых систем в реликтовое состояние и их экзогеодинамическое моделирование. Для Юго-Западного района Предгорного Крыма установлено, что основные элементы рельефа (Внутренняя гряда и прилегающие участки ЮПД) сформированы в течение второй половины среднего плейстоцена, что изменяет предшествующие представления о возрасте рельефа региона в сторону существенного омоложения [166].

Имеющиеся опубликованные данные и результаты собственных исследований позволили сопоставить этапы развития гипогенного и эпигенного карстобразования в регионе. Ключевыми предпосылками последнего служат экспонирование поверхности карстующихся пород и благоприятные

климатические условия (достаточное увлажнение), существовавшие в различные периоды истории геологического развития региона.

Наиболее древний этап эпигенного карстообразования В.П. Душевский [89] относит к концу раннего палеоцена, ко времени перерыва в осадконакоплении. Закарстование отпрепарированной поверхности верхнедатских известняков (инкерманский регионарус по [89]) происходило в субэральных условиях с жарким климатом с сухими и влажными периодами. Карстовые формы этого этапа представлены каррами и маломощной (до 2 м) корой выветривания.

Следующий – постэоценовый этап развития карста В.П. Душевский [89] связывает с обнажением кровли нуммулитовых известняков. Следы поверхностного закарстования встречаются на сохранившихся фрагментах миоценовой поверхности выравнивания в центральной части предгорья. Заполнение микроформ и карстово-эрозионных понижений красно-бурыми глинистыми отложениями и железной рудой свидетельствует об установившемся гумидном климате. К этому же времени В.П. Душевский относит развитие глубинного карстопроявления.

Экспонирование поверхности карбонатных пород, бронирующих Внешнюю грядку, во второй половине плиоцена приводит к новому этапу поверхностного карстообразования. Денудация при активном участии карста в дальнейшем привели к уничтожению верхнеплиоценовой поверхности выравнивания к югу от линии Внешней гряды [89].

На границе плиоцен-плейстоцена начинается процесс освобождения палеоценовой и эоценовой куэст от перекрывающих их мергельно-глинистых толщ. Древние подземные формы гипогенного карста прорабатываются инфильтрационными водами, что со временем приводит к случаям провалов и обрушений кровли. Инфильтрация приводит к активному росту хемогенных отложений в сформированных ранее полостях.

Таким образом, современное поверхностное закарстование Предгорного Крыма на отдельных его участках носит полигенный характер, так как «наблюдается наложение молодого на древний карст» [89, с. 103].

6.3. Роль спелеогенеза в геоморфологическом развитии Внутренней гряды

Установление гипогенного генезиса карста Внутренней гряды дает основание к новой трактовке его роли как фактора геоморфогенеза как на локальном (происхождение форм известняковых обрывов), так и на региональном (закономерности и процессы расчленения первичного моноклиального структурного склона Горного Крыма) уровнях в нескольких взаимосвязанных аспектах [188; 189, 237]:

1. Сквозьформационные структуры гипогенного карста, формирование которых предшествовало формированию рельефа, являлись важнейшей предпосылкой заложения и развития долин на моноклиальном склоне.

2. Продолжающийся распад пластовой структуры моноклиального склона по остающимся структурам гипогенного карста вдоль бортов уже врезанных в известняки долин определяет механизмы отступления склонов, контролирует положение и конфигурацию их сегментов и определяет морфологическое своеобразие прибрежных участков (кулуары-«амфитеатры» и останцовые формы).

3. Скульптурная морфология остающихся в бортах массивов стенок раскрытых трещинно-карстовых каналов определяет номенклатуру и своеобразие форм, экспонированных в известняковых обрывах куэст, которые являются реликтовыми проявлениями гипогенного спелеогенеза.

В условиях Внутренней гряды гипогенный спелеогенез локализован по сквозьформационным тектоническим нарушениям и линейным зонам повышенной трещиноватости шириной от первых десятков до первых сотен метров, фокусирующим сквозьформационный водообмен в пластовой гидрогеологической структуре. Эти закарстованные трещинные зоны играли основную роль в контроле заложения долин при их врезании в известняковые пласты, а сосредоточенная восходящая разгрузка подземных вод через гипогенные карстовые системы способствовала эрозионному развитию долин на начальных стадиях раскрытия пластово-жильной водонапорной структуры.

При начальном вскрытии кровли пласта известняков поверхностной денудацией, плоскостным смывом или эрозионным врезанием в покровные глинистые отложения трещинно-карстовые зоны обеспечивают фиксацию долин и резкое ускорение их углубления и разработки. Механизмами такой фиксации и разработки являются провалы сводов крупных гипогенных камер и каналов, концентрация периодического поверхностного стока и разгрузки подземных вод в формирующихся карстовых понижениях, а также гравитационно-обвальная деструкция целиков-перемычек между вскрытыми карстовыми полостями. В современных условиях существования главных долин и фронтальных куэстовых обрывов дальнейшее денудационное снижение структурных поверхностей массивов приводит к вскрытию сохраняющихся в приобровочной части карстовых камер и поперечных каналов, что обуславливает формирование характерных карстовых кулуаров в приобровочных участках. Денудационное препарирование целиков между смежными камерами и каналами обуславливает формирование скальных останцев типа «бастионов» и «сфинксов» (рисунок 6.3).

Вскрытие известняковых пластов по вертикальным каналам изначально задавало обрывистость склонов долин. После врезания долины по осевой части трещинно-карстовой зоны, отступление напряженных бортов долины происходит преимущественно путем отседания и обвала блоков и глыб известняков по остающимся в тылу обрывов трещинно-карстовым каналам. Этим обеспечивается поддержание вертикальности обрывов и продолжающееся экспонирование «свежей» карстовой морфологии рифтовых каналов и их полостной каймы. Относительно свежие экспонированные поверхности обрывов демонстрируют скульптурную спелеогенную морфологию стенок раскрытых трещинно-карстовых каналов. При этом номенклатуру и своеобразие карстопроявлений, экспонированных в известняковых обрывах куэст, определяют особенности структуры таких каналов канала, свойства вмещающих пород и механизмы спелеогенеза. Прочие полостные формы в обрывах Внутренней гряды являются либо элементами морфологии самих каналов-рифтов (латерально-протяженные ниши или локальные расширения-камеры), либо формами их полостного

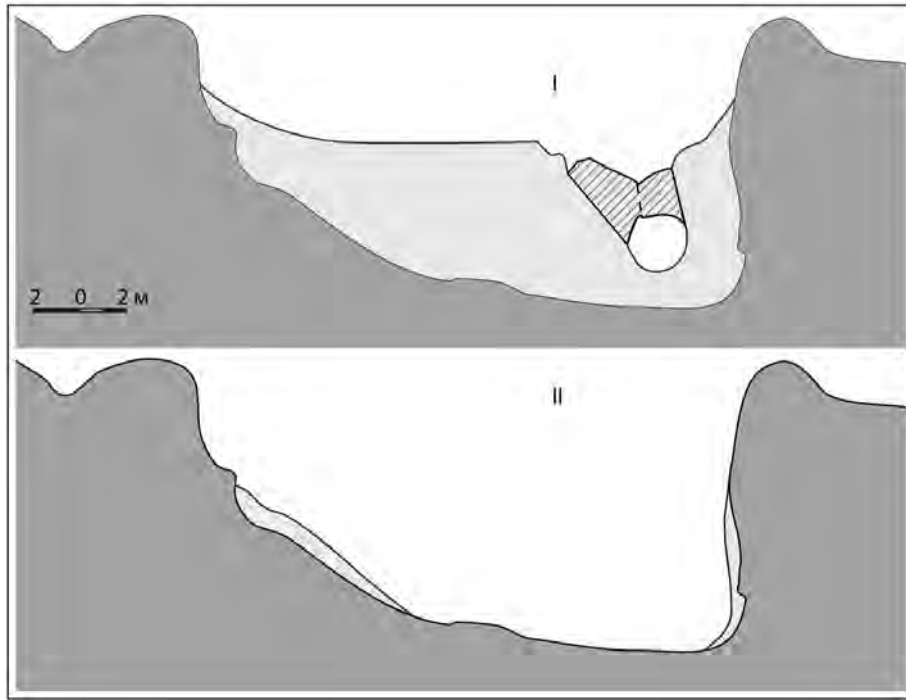


Рисунок 6.3 - Модель эволюции прирвочного контура склона при разрушении перемычки на примере грота Тешик-Коба: I – нынешнее состояние, II – последующая конфигурация (выполнено автором)

окаймления, либо каналами-перемычками между смежными рифтами по напластованию или камерами по оперяющим косым трещинам. Обилие и разнообразие карстопроявлений, экспонированных в обрывах, во многом определяют геоморфологические особенности Внутренней гряды [189].

Блоково-обвальное отступление обрывов прекращается, когда оно достигает крайних периферийных вертикальных каналов-рифтов в трещинно-карстовом коридоре, использованном долиной. Дальнейшее развитие стабилизированных известняковых склонов определяется процессами денудации, основную роль среди которых играют растворение плоскостными потоками, термическое и солевое выветривание. Современные процессы комплексной поверхностной денудации, воздействующие на экспонированные в обрывах поверхности известняков, ведут к переработке и уничтожению экспонированной карстовой морфологии. Склоны при этом теряют вертикальность и приобретают сглаженные бровки.

Таким образом, гипогенный спелеогенез является одним из основных факторов геоморфогенеза Внутренней гряды, который контролировал расчленение моноклиальной структуры Предгорья и определяет морфологическое своеобразие и дальнейшую эволюцию ее обрывистых известняковых склонов. Морфологическое разнообразие карстопроявлений в обрывах, прибрежных участках и на структурных поверхностях куэст Внутренней гряды, а также особенности их распространения и сочетаний, обнаруживают закономерную структурно-функциональную упорядоченность при рассмотрении с позиций гипогенного спелеогенеза и геоморфологического раскрытия гипогенных каналово-полостных систем.

Выводы

Представленная в работе региональная модель гипогенного спелеогенеза Внутренней гряды в составе Предгорного Крыма реконструирует функционально-генетическую систему пространственно разобщенных поперечных и латеральных элементов каналово-полостных систем, выявленных в различных частях гидростратиграфического разреза. Их пространственная разобщенность обусловлена геоморфологическим раскрытием и расчленением пластовой структуры моноклиального склона, в результате чего гипогенные карстовые системы были переведены в реликтовое состояние и фрагментированы. Модель отражает структуру системы в полном литостратиграфическом варианте, т.е. в присутствии маастрихтского, датского и симферопольского карбонатных слоев.

На основе сопряженного анализа характеристик закарстованности и геолого-геоморфологической истории развития региона выделены следующие этапы развития карстовых полостей Внутренней гряды: 1) миоцен: формирование инфильтрационной системы и условий моноклиального артезианского склона, заложение гипогенных каналово-полостных систем по сквозьформационным нарушениям; 2) конец миоцена – плиоцен – ранний плейстоцен: раскрытие краевой области питания и артезианского склона, усиление разгрузки в нынешней

предгорной области, активизация водообмена и гипогенного спелеогенеза; 3) ранний плейстоцен - голоцен: раскрытие и расчленение слоистой системы межпластовых напорных горизонтов, формирование куэстового рельефа и дренирование эоценовых известняков, переход карстовых систем в реликтовое состояние и их экзогеодинамическое моделирование.

Выполненное впервые для региона абсолютное датирование различных типов кальцитовых отложений пещер юго-западной части Внутренней гряды по U/Th соотношениям позволило получить возрастную привязку периода завершения гипогенного развития карстовых систем в этом районе и детализировать схему региональной геоморфологической и гидрогеологической эволюции и этапов развития гипогенного карста Внутренней гряды.

Взаимодействие карстогенеза и геоморфогенеза путем сосредоточенной разгрузки подземных вод сыграло важную роль в локализации и развитии эрозионных форм, в перехвате и сосредоточении поверхностного стока по ослабленным закарстованным зонам и в экспонировании реликтовой карстовой морфологии в бортах долин. Результатом этого взаимодействия стали контроль заложения и эрозионного развития долин по закарстованным тектоническим нарушениям и линейным зонам повышенной трещиноватости шириной от первых десятков до первых сотен метров, фокусирувавших сквозьформационный водообмен в пластовой гидрогеологической структуре. Наличие остатков структур гипогенного карста вдоль бортов уже врезанных в известняки долин определяет механизмы отступания склонов путем отседания блоков по закарстованным трещинам и каналам, контролирует положение и конфигурацию их сегментов. Скульптурная морфология остающихся в бортах массивов стенок раскрытых трещинно-карстовых каналов определяет обилие, номенклатуру и своеобразие карстопроявлений, экспонированных в известняковых обрывах куэст.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате диссертационного исследования решена проблема генезиса карстовых геосистем Внутренней гряды и выявлены связанные с ним причины геоморфологического своеобразия региона. Основными выводами являются следующие:

1. Предшествующие представления о слабом развитии карста в регионе правомерны лишь в отношении эпигенного карста в современных физико-географических и геоморфологических условиях. Результаты комплексных исследований доказывают формирование в недавнем геологическом прошлом гипогенного спелеогенеза и большую роль созданных им каналово-полостных систем в последующем геоморфологическом развитии территории.

2. Свидетельства гипогенного происхождения каналово-полостных систем отражены в их структуре, особенности морфологии и отложений полостей, а также в изотопных изменениях пристеночной зоны. В структуре КПС доминируют сквозьпластовые и сквозьформационные элементы, обеспечивавшие восходящие перетоки от домеловых толщ к очагам разгрузки на поверхности. Стратиформные элементы КПС связаны с отдельными высокопроницаемыми плоскостями напластования и горизонтами. В морфологии полостей идентифицированы все компоненты комплекса восходящих потоков, включающие мезоформы, отражающие функции питания, транзита и разгрузки вод. Также в морфологии полостей отчетливо выражена большая роль конвективной циркуляции и процессов коррозии смешивания. Специфические формы прирвовочных участков и обрывов Внутренней гряды являются реликтами морфологии каналово-полостных систем, раскрытых современными денудационными процессами.

3. Региональная модель спелеогенеза Внутренней гряды устанавливает функциональную связь между отдельными элементами (морфотипами) карстовой каналово-полостной структуры. Гипогенный спелеогенез во Внутренней гряде развивался с миоцена до конца среднего плейстоцена, в закрытых и

полузакрытых условиях напорных водоносных систем взаимодействием восходящих потоков жильных трещинно-карстовых глубинных вод с пластовыми потоками слоистой толщи северного моноклиналичного макросклона Крымских гор.

4. По данным изотопного датирования субаквальных отложений кальцита из карстовых полостей по U/Th соотношениям определено время начала морфоструктурного выражения Юго-Западного района палеоценовой куэсты Внутренней гряды - вторая половина-конец среднего плейстоцена. Оно соответствует концу существования гидрогеологической обстановки, в которой могла функционировать система восходящей поперечно-слоистой циркуляции. При дальнейшем раскрытии известняковых толщ определяющим фактором в заложении и формировании долин служит тектоно-карстовый, определяющий геоморфологическое своеобразие и эволюцию бортов раскрытых массивов. Экспонирование карстопроявлений на поверхность осуществляется главными образом гравитационными процессами (провалы кровли камерных полостей и обрушение блоков в обрывистых склонах). В дальнейшей переработке и уничтожении раскрытых полостных форм принимает участие широкий спектр процессов комплексной денудации.

5. Гипогенные каналово-полостные системы во многом контролировали происходящее до настоящего времени расчленение исходной моноклинали Предгорья и формирование куэстового и останцового рельефа Внутренней гряды. Раскрытие пластовой структуры происходит преимущественно по субвертикальным сквозформационным трещинно-карстовым каналам, что обуславливает формирование крутостенных долин с замкнутыми верховьями, обособление останцовых и полуостанцовых массивов куэст при дальнейшем флювиальном развитии карстовых долин, вертикальность обрывов, а также обширное экспонирование морфологии стен и полостного обрамления таких каналов в обрывах. К формам гипогенно-карстового происхождения относятся пещеры и вскрытые каналово-полостные формы типа гротов и ниш, разнообразные скульптурные поверхности обрывов; к формам

карстообусловленного происхождения - долины с мешкообразными верховьями на структурном склоне куэст, вертикальные обрывы долин и куэст, прибрежные кулуары и скальные останцы. Таким образом, широкое развитие гипогенного карста явилось одной из основных предпосылок геоморфологического своеобразия Предгорного Крыма.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

КПС – каналово-полостная система

обр. - образец

УИСК – Украинский Институт спелеологии и карстологии

ЮПД – Южная продольная депрессия

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альбов, С. В. К вопросу о происхождении трех гряд крымских гор / С. В. Альбов // Доклады АН СССР. – 1948. – Т. 62. – Вып. 4. – С. 509–512.
2. Альбов, С. В. Минеральные источники Крыма / С. В. Альбов. – Симферополь : Крымиздат, 1956. – 32 с.
3. Альбов, С. В. Минеральные и термальные воды Крыма / С. В. Альбов, В. И. Самулева, В. А. Куришко // Гидрогеология СССР. Том VIII. Крым. Часть 1 / [под ред. В. Г. Ткачук]. – М. : Недра, 1971. – С. 263–278.
4. Амеличев, Г. Н. Пещера им. В. П. Душевского / Г. Н. Амеличев // Вісник УСА. – 2001. – № 2 (30). – С. 7.
5. Амеличев, Г. Н. Спелеогенез в меловых и эоценовых отложениях долин рек Зуя и Бурульча (восточная часть Предгорного Крыма) / Г. Н. Амеличев, А. Б. Климчук, Е. И. Тимохина // Спелеология и карстология. – 2011. – № 7. – С. 52–64.
6. Андреева, Г. К. Климат / Г. К. Андреева, В. М. Пицолка // Атлас. Автономная республика Крым / [ред. кол.: М. В. Багров, Л. Г. Руденко]. – Симферополь-Киев, 2003. – С. 28–29.
7. Андрейчук, В. Н. Определение антропогенного карста / В. А. Андрейчук. – Свердловск : УрО АН СССР, 1991. – 88 с.
8. Андрейчук, В. Н. О подходах к изучению карста / В. Н. Андрейчук // Спелеология и карстология. – 2010. – № 4. – С. 5–10.
9. Беляков, Л. В. Геологическое строение района Крымской геологической практики / Л. В. Беляков, С. М. Кропачев. – М. : изд-во Ун-та дружбы народов, 1987. – 59 с.
10. Блага, Н. Н. Некоторые аспекты морфогенеза гротов и скальных навесов Внутренней гряды Крымских гор / Н. Н. Блага, А. В. Попов // Культура народов Причерноморья. – 2009. – № 155. – С. 7–9.
11. Блага, Н. Н. Природные «сфинксы» предгорного Крыма / Н. Н. Блага, А. Г. Васина // Природа. – 2011. – № 2. – С. 17–19.

12. Бондарчук, В. Г. Основы геоморфологии / В. Г. Бондарчук. – М. : Учпедгиз, 1949. – 320 с.
13. Бонч-Осмоловский, Г. А. Шайтан-Коба, крымская стоянка типа Абри Оди / Г. А. Бонч-Осмоловский // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. – 1930. – Вып. 2. – С. 61–82.
14. Важов, В. И. Целебный климат / В. И. Важов. – Симферополь : Таврия, 1979. – 80 с.
15. Ванина, М. В. Государственная геологическая карта Украины. Масштаб 1:50 000. Крымская серия. Севастопольский район (листы L-36-127-Б, Г, L-36-128-А, Б, В, Г) / М. В. Ванина, Л. А. Фиколина, А. Н. Комендатова. – Киев, 1988.
16. Васильев, И. Н. Изучение тектонической трещиноватости / И. Н. Васильев // Проблемы изучения карстовых полостей гор южных областей СССР / [под ред. Р. А. Ниязова] // Ташкент : ФАН, 1983. – С. 62–70.
17. Васильев, И. Н. Задачи и особенности исследования литологии и трещиноватости горных пород в карстовых районах / И. Н. Васильев, Л. П. Задорожная // Гидрогеология и карстование. Карст и пещеры СССР : [сб. науч. тр.]. – Пермь, 1977. – Вып. 8. – С. 81–85.
18. Вахрушев, Б. А. Палеогеография Крыма в свете новейших карстологических исследований / Б. А. Вахрушев // Культура народов Причерноморья. – 2001а. – Вып. 17. – С. 11–18.
19. Вахрушев, Б. А. Гравитационный фактор в развитии карстовых форм горно-складчатых областей Крыма и Кавказа / Б. А. Вахрушев // Науковий вісник НГАУ. – 2001б. – № 2. – С. 53–57.
20. Вахрушев, Б. О. Основні проблеми карстового геоморфогенезу / Б. О. Вахрушев // Український географічний журнал. – 2002а. – Вып. 7. – С. 20–25.
21. Вахрушев, Б. А. Проблема возрастных датировок в геоморфологии карста / Б. А. Вахрушев // Фізична географія та геоморфологія. – К. : ВГЛ «Обрії», 2002б. – Вып. 42. – С. 86–93.

22. Вахрушев, Б. А. Морфоструктура и морфоскульптура [Карта] / Б. А. Вахрушев // Атлас. Автономная республика Крым / [ред. кол.: М. В. Багров, Л. Г. Руденко]. – Симферополь – Киев, 2003. – С. 22–23.
23. Вахрушев, Б. А. Принципы классификации поверхностных и подземных форм карстового рельефа / Б. А. Вахрушев // Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского. Серия «География». – 2004. – Т. 17 (56), № 4. – С. 11–20.
24. Вахрушев, Б. А. Геоморфология карста и понятие о карстовом рельефе / Б. А. Вахрушев // Спелеология и карстология. – 2008. – № 1. – С. 47–53.
25. Вахрушев, Б. А. Районирование карста Крымского полуострова / Б. А. Вахрушев // Спелеология и карстология. – 2009а. – № 3. – С. 39–46.
26. Вахрушев, Б. А. О генетическом содержании карстового рельефообразующего процесса / Б. А. Вахрушев // Спелеология и карстология. – 2009б. – № 2. – Симферополь. – С. 30–34.
27. Вахрушев, Б. О. Кримські гори / Б. О. Вахрушев // Рельєф України : навчальний посібник / [Б. О. Вахрушев, І. П. Ковальчук, О. О. Комлев, Я. С. Кравчук, Е. Т. Палієнко, Г. І. Рудько, В. В. Стецюк] ; за заг. ред. В. В. Стецюка. – Київ : Слово, 2010а. – С. 432–485.
28. Вахрушев, Б. А. Роль гидрохимических превращений в карстовом геоморфогенезе / Б. А. Вахрушев // Спелеология и карстология. – 2010б. – № 4. – Симферополь. – С. 33–43.
29. Ведь, И. П. Климатический атлас Крыма / И. П. Ведь // Вопросы развития Крыма : приложение к научно-практическому дис.-аналит. сб. – Симферополь : Таврия-Плюс, 2000. – 120 с.
30. Взаимоотношения карст – геоморфогенез в свете новых концепций карстологии / А. Б. Климчук, Б. А. Вахрушев, Г. Н. Амеличев, Е. И. Тимохина // Україна: географія цілей та можливостей : зб.наукових праць XI з'їзду Українського географічного товариства. – Київ : ФОП «Лисенко М. М.», 2012. – Т. 1. – С. 134–138.

31. Возраст рельефа Внутренней гряды Горного Крыма по U/Th датировкам кальцитовых отложений карстовых полостей / А. Б. Климчук, Е. И. Тимохина, Г. Н. Амеличев [и др.] // Доповіді НАН України. – 2012. – № 7. – С. 88–96.
32. Волков, С. Н. Methodика геохимического изучения карстовых пещер-лабиринтов / С. Н. Волков // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер : тезисы докладов 5 Всесоюзного совещания по спелеологии и карстоведению, (Киев, октябрь 1987 г.). – Киев : Институт геол. наук АН СССР, 1987. – С. 56–58.
33. Волков, С. Н. Развитие и проблемы спелеогеохимических исследований в СССР / С. Н. Волков, В. Н. Андрейчук // Thesis of International Symposium on physical, chemical and hydrological research of karst. – Kosice, 1988. – С. 50–53.
34. Всеволожский, В. А. Подземный сток и водный баланс платформенных структур / В. А. Всеволожский. – М. : Недра, 1983. – 167 с.
35. Всеволожский, В. А. Основы гидрогеологии : Учебник / В. А. Всеволожский. – М. : Изд-во МГУ, 2007. – 448 с.
36. Гвоздецкий, Н. А. Проблемы изучения карста и практика / Н. А. Гвоздецкий. – М. : Мысль, 1972. – 392 с.
37. Геодинамика Крымско-Черноморского региона : сб. материалов конференции (Симферополь, 22-28.09.1996). – Симферополь, 1996. – 150 с.
38. Геологическая карта Горного Крыма. Масштаб 1:200 000 / [отв. ред. Н. Е. Деренюк]. – К. : Мин-во геологии УССР, Крымское произв. геолог. объединение «Крымгеология», 1984. – 1 л.
39. Геологический словарь / [под общ. ред. А. Н. Криштофовича]. – Т. I. – М. : Госгеолтехиздат, 1960. – 402 с.
40. Геологический словарь / [гл. ред. К. Н. Паффенгольц, Л. И. Боровиков, А. И. Жамойда и др.]. – Т. I. – 2-е изд., исправл. – М. : Недра, 1978. – 488 с.
41. Геология и нефтегазоносность степного и предгорного Крыма / [Г. Х. Дикенштейн, Н. В. Безносков, Л. М. Голубничая и др.] ; под ред. Г. Х. Дикенштейна. – М. : Гостоптехиздат, 1958. – 147 с.

42. Геология СССР. Том VIII. Крым. Часть 1. Геологическое описание / [гл. ред. А. В. Сидоренко]. – М. : Недра, 1969. – 576 с.
43. Геоморфология и палеогеография гипогенного карста в долине р. Биюк-Карасу (Предгорный Крым) / Г. Н. Амеличев, А. Б. Климчук, Е. И. Тимохина, С. В. Токарев // Проблемы геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. пр. (Ворохта, 6-9 вересня 2012). – Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2012. – С. 94–103.
44. Гергедава, Б. А. Об эволюционных теориях карстовых пещер / Б. А. Гергедава // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР : тез. докл. 3 Всесоюзного карстово-спелеологического совещания (Москва, 1-3 октября 1982 г.). – М., 1982. – С. 30.
45. Гидрогеология СССР. Том VIII. Крым. Часть 1 / [под ред. В. Г. Ткачук]. – М. : Недра, 1971. – 364 с.
46. Гипогенный карст восточной части Внутренней гряды Предгорного Крыма / А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев, Е. И. Тимохина, С. В. Токарев // Спелеология и карстология. – 2012. – № 8. – С. 18–49.
47. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль / А. Б. Климчук, Е. И. Тимохина, Г. Н. Амеличев [и др.]. – Симферополь : ДИАЙПИ, 2013. – 204 с.
48. Гипогенный карст юго-западной части Предгорного Крыма / А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев, Е. И. Тимохина, Е. А. Лукьяненко // Крымские карстовые чтения : путеводитель полевой экскурсии междунар. конф., 13 апр. 2008 г. – Симферополь : Укр. Ин-т спелеологии и карстологии, 2008. – 23 с.
49. Глухов, И. Г. Гидрогеологические признаки типов карста Горного Крыма / И. Г. Глухов // Новости карстоведения и спелеологии. – 1961. – № 2. – 17–21 с.
50. Горбач, Л. П. Стратиграфия и фауна моллюсков раннего палеоцена Крыма / Л. П. Горбач. – М. : Недра, 1972. – 152 с.
51. Горные страны Европейской части СССР и Кавка // Геоморфология СССР / [отв. ред. Н. В. Думитрашко]. – М. : Наука, 1974. – 360 с.

52. Гришанков, Г. Е. Генезис куэстового рельефа Предгорного Крыма / Г. Е. Гришанков, Е. А. Позаченюк // Физическая география и геоморфология. – 1984. – Вып. 31. – С. 108–114.
53. Гришанков, Г. Є. Основні риси геоморфології Криму / Г. Є. Гришанков, П. Д. Підгородецький, І. І. Губанов // Фізична географія та геоморфологія. – 1973. – Вып. 9. – С. 129–134.
54. Грязевой вулканизм Керченско-Таманского региона / Е. Ф. Шнюков, Г. И. Гнатенко, В. А. Нестеровский, О. В. Гнатенко. – Киев : Наукова думка, 1992. – 200 с.
55. Грязевые вулканы Керченско-Таманского региона / Е. Ф. Шнюков, В. М. Шереметьев, Н. А. Маслаков [и др.]. – Краснодар : ГлавМедиа, 2006. – 176 с.
56. Датские отложения Крымского полуострова: фациальные особенности и условия осадконакопления / Л. Ф. Копаевич, Е. А. Лыгина, Е. В. Яковишина, И. В. Шалимов // Вестник МГУ, сер. Геология. – 2010. – Т. 4, № 5. – С. 12–20.
57. Дидух, Я. П. Растительность / Я. П. Дидух // Атлас. Автономная республика Крым / [ред. кол.: М. В. Багров, Л. Г. Руденко]. – Симферополь–Киев, 2003. – С. 32.
58. Дмитриева, А. Ю. Карст и пещеры Симферополя (Предгорный Крым) / А. Ю. Дмитриева, Г. В. Самохин, Г. Н. Амеличев // Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского. Сер. География. – 2012. – № 25(64). – С. 48–59.
59. Долотов, Ю. А. Пещеры юго-восточного склона горы Беш-Кош (Крым) / Ю. А. Долотов // Пещеры : межвуз. сб. научн. трудов. – 2010. – № 33. – С. 5–9.
60. Драган, Н. А. Почвы / Н. А. Драган // Атлас. Автономная республика Крым / [ред. кол.: М. В. Багров, Л. Г. Руденко]. – Симферополь–Киев, 2003. – С. 30.
61. Драган, Н. А. Почвенные ресурсы Крыма / Н. А. Драган. – Симферополь: ДОЛЯ, 2004. – 208 с.

62. Дублянская, Г. Н. Картографирование, районирование и инженерно-геологическая оценка закарстованных территорий / Г. Н. Дублянская, В. Н. Дублянский. – Новосибирск : Наука, 1992. – 144 с.
63. Дублянская, Г. Н. Теоретические основы изучения парагенезиса карст-подтопление / Г. Н. Дублянская, В. Н. Дублянский. – Пермь : ПГУ, 1998. – 204 с.
64. Дублянский, В. Н. Методика гидрогеологического изучения карстовых полостей / В. Н. Дублянский // Методика изучения карста. – Пермь, 1963. – Вып. 9. – С. 53.
65. Дублянский, В. Н. Режим влажности почвогрунта Ай-Петринского горного массива и его гидрогеологическое значение / В. Н. Дублянский // Почвоведение. – 1967. – Вып. 12. – С. 91–97.
66. Дублянский, В.Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма / В. Н. Дублянский. – Ленинград : Наука, 1977а. – 184 с.
67. Дублянский, В. Н. Проблема спелеогенеза / В. Н. Дублянский // Вопросы общего и регионального карстоведения. – М. : Изд-во МГУ, 1977б. – С. 36–57.
68. Дублянский, Ю. В. Закономерности формирования и моделирование гидротермокарста / Ю. В. Дублянский. – Новосибирск : Наука, 1990. – 151 с.
69. Дублянский, В. Н. Спелеология (терминология, связи с другими науками, классификация полостей) / В. Н. Дублянский, В. Н. Андрейчук. – Кунгур : ГИ УрО АН СССР, 1989. – 33 с.
70. Дублянский, В. Н. Терминология спелеологии / В. Н. Дублянский, В. Н. Андрейчук. – Екатеринбург : УрО АН СССР, 1991. – 202 с.
71. Дублянский, В.Н. Проблема конденсации в карстоведении (идеи Н.А. Гвоздецкого на современном этапе) / В. Н. Дублянский, Г. Н. Дублянская // Проблемы изучения карстовых ландшафтов. – Пермь, 1993. – С. 63–69.
72. Дублянский, В. Н. Карстовая республика (Карст Крыма и его проблемы) / В. Н. Дублянский, Г. Н. Дублянская. – Симферополь, 1996. – 84 с.

73. Дублянський, В. Н. Карстознавство. Ч. 1. Загальне карстознавство : Учеб. посібник / В. Н. Дублянський, Г. Н. Дублянська. – Пермь : Изд-во Перм. ун-та, 2004. – 308 с.
74. Дублянський, В. Н. Проблеми конденсації в карстознавстві і спелеології / В. Н. Дублянський, Ю. В. Дублянський // Пещеры : межвуз. сб. научн. трудов. – 2001. – С. 51–72.
75. Дублянський, В. Н. Регіональні особливості розвитку карсту Гірсько-Кримської карстової області / В. Н. Дублянський, С. Н. Зенгіна // Физическая география и геоморфология. – 1970. – № 4. – С. 74–91.
76. Дублянський, В. Н. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР / В. Н. Дублянський, Т. З. Кикнадзе. – М. : Наука, 1984. – 128 с.
77. Дублянський, В. Н. О проблеме спелеогенеза и таксономии карстовых полостей / В. Н. Дублянський, А. Б. Климчук // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер : тез. докл. 5 Всесоюзного совещания по спелеологии и карстознавству, (Киев, октябрь 1987). – Киев, 1987. – С. 15–16.
78. Дублянський, В. Н. Карстовые пещеры Украины / В. Н. Дублянський, А. А. Ломаев. – К. : Наук. думка, 1980. – 180 с.
79. Дублянський, В. Н. Коррозионно-эрозионные полости Горного Крыма / В. Н. Дублянський, Ю. И. Шутов // Пещеры : межвуз. сб. научн. трудов. – 1972. – С. 67–81.
80. Дублянський, В. Н. Оценка химической денудации карстовых массивов Горного Крыма / В. Н. Дублянський, Ю. И. Шутов, Г. Н. Амеличев // Геологический журнал. – 1990. – Вып. 4. – С. 37–40.
81. Душевський, В. П. Карстові порожнини Внутрішнього куестового пасма Криму / В. П. Душевський // Физическая география и геоморфология. – 1970. – Вып. 4. – С. 114–118.
82. Душевский, В. П. К формированию поверхностных форм карста Предгорного Крыма / В. П. Душевский // Проблемы географии Крыма : мат-лы конф. – Симферополь, 1971. – С. 21–24.

83. Душевский, В. П. Изменение морфологии карстовых полостей предгорного Крыма в связи с развитием склонов / В. П. Душевский // Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. – М., 1975а. – С. 42–44.
84. Душевский, В. П. Роль антропогенного фактора в формировании карстовых воронок в Предгорном Крыму / В. П. Душевский // Антропогенные ландшафты центральных черноземных областей и прилегающих территорий : мат-лы конф. – Воронеж, 1975б. – С. 90–92.
85. Душевський, В. П. Про карстові колодязі передгірного Криму / В. П. Душевський // Географічні дослідження на Україні. – Київ, 1975. – С. 92-95.
86. Душевский, В. П. Морфология поверхностных форм карста Предгорного Крыма / В. П. Душевский // Физическая география и геоморфология. – 1978. – Вып. 20. – С.36–43.
87. Душевский, В. П. Активизация древнего карста в районе г. Симферополя / В. П. Душевский // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР : тез. докл. III Всесоюзного карстово-спелеологического совещания, (1-3 окт. 1982 г.). – М., 1982. – С. 112–113.
88. Душевский, В. П. Спелеологическая изученность Предгорно-Крымской карстовой области / В. П. Душевский // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер. – Киев : Институт геол. наук АН СССР, 1987а. – С. 76–77.
89. Душевский, В. П. Этапы поверхностного закарстования Предгорного Крыма / В. П. Душевский // Пространство и время в географии. – Казань : Изд-во Казанского ун-та, 1987б. – С.101–103.
90. Душевский, В.П. Определение скоростей развития гротов по археологическим данным / В. П. Душевский // Proceedings 10snt Congr of Speleology. – Budapest, 1989. – Vol. II. – P. 443–444.
91. Душевский, В. П. Особенности формирования обвальных отложений в закарстованных территориях / В. П. Душевский // Тезисы докладов Международного симпозиума «Инженерная геология карста». – Пермь, 1992. – С. 45.

92. Душевский, В. П. Карстовые источники Предгорного Крыма / В. П. Душевский // IV Всеуральское совещание по подземным водам Урала и сопредельных территорий, посвященное 90-летию со дня рождения профессора Г. А. Максимовича. – Пермь, 1994. – С. 40–41.
93. Душевский, В. П. Палеосейсмодислокация Предгорного Крыма по археологическим данным / В. П. Душевский // Сейсмологический бюллетень Украины за 1992 г. – 1995. – С. 124–129.
94. Душевский, В. П. Исторические аспекты природопользования и влияние антропогенного фактора на развитие карста Крымского предгорья / В. П. Душевский, А. Г. Кузнецов // Физическая география и геоморфология. – 1985. – Вып. 32. – С. 98–102.
95. Душевский, В. П. Использование археологических данных для определения времени карстообразования и формирования ландшафтов Предгорного Крыма / В. П. Душевский, А. Г. Кузнецов // Пространство и время в географии. – Казань, 1987. – С. 103–104.
96. Душевский, В. П. Особенности развития карста в низкогорных областях куэстового рельефа / В. П. Душевский, А. Г. Кузнецов // Изучение и использование карста Западного Кавказа. – Сочи : ПНИИИС, 1991. – С. 9–12.
97. Душевский, В. П. Возраст разрывных нарушений Восточно-Крымского предгорья / В. П. Душевский, Н. И. Лысенко // Бюллетень Московского общества испытателей природы. – 1978. – Том 53 (1). – С. 51–53.
98. Душевский, В. П. О возрасте пещер Крымского Предгорья / В. П. Душевский, Н. И. Лысенко // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР. – М., 1982. – С. 174.
99. Душевский, В. П. Ландшафтно-типологические основы районирования карстовой области Предгорного Крыма / В. П. Душевский, П. Д. Подгородецкий // Картографирование и районирование карста в связи с освоением территорий : тез. докл. Всес. совещ. – Владивосток, 1986. – С. 79–81.
100. Душевский, В. П. Микроклиматические особенности формирования пещер Предгорного Крыма / В. П. Душевский, П. Д. Подгородецкий // Проблемы

изучения, экологии и охраны пещер. – Киев : Институт геол. наук АН СССР, 1987. – С. 53–54.

101. Душевский, В. П. Условия и скорость роста денудационных полостей в обрывах куэст Крыма / В. П. Душевский, А. А. Клюкин, Ю. В. Солдатов // Карст Средней Азии и горных стран. – Ташкент : ФАН, 1979. – С. 49–50.

102. Душевский, В. П. О скорости денудации верхнемеловых мергелей и современном формировании рельефа Внутренней куэсты Крымских гор / В. П. Душевский, А. А. Клюкин, Е. А. Толстых // Динамика природы и проблемы освоения территории Крыма / [ред. кол.: Н. В. Багров, В. Г. Ена, П. Д. Подгородецкий и др.]. – Л., 1974. – С. 24–29.

103. Ена, В. Г. Сфинксы Каралезской долины / В. Г. Ена // Вокруг света. – 1958. – № 8. – С. 55.

104. Ена, Ал. Куэсты Крымского Предгорья / Ал. Ена, Ан. Ена. – Симферополь : Н. Орианда, 2010. – 328 с.

105. Зайцев, И. К. Вопросы изучения карста СССР / И. К. Зайцев. – М. –Л. : Госгеолыздат, 1940. – 88 с.

106. Иванов, Б. Н. О типологии карстового рельефа равнин на примере Подольско-Буковинской карстовой области / Б. Н. Иванов // Вопросы карста на юге Европейской части СССР. – Симферополь : Изд-во АН УССР, 1956. – С. 131–157.

107. Иванов, Б. Н. Геологические наблюдения / Б. Н. Иванов, В. Н. Дублянский // Проблемы изучения карстовых полостей гор южных областей СССР / [под ред. Р. А. Ниязова] // Ташкент : ФАН, 1983. – С. 59–62.

108. Иванов, Б. Н. Первые карстолого-геофизические исследования в Предгорно-Крымской области / Б. Н. Иванов, П. В. Прогрущенко, Ю. И. Шутов // Геофизика и астрономия : информ. бюлл. – 1966. – Вып. 9. – С. 54–60.

109. Изменение изотопного состава пород в пристеночных зонах гипогенных карстовых каналов Предгорного Крыма / Ю. В. Дублянский, А. Б. Климчук, Е. И. Тимохина [и др.] // Спелеология и карстология. – 2013. – № 10. – С. 58–75.

110. Казанцев, Ю. В. Тектоника Крыма / Ю. В. Казанцев. – М. : Наука. – 1982. – 112 с.
111. Карст в земной коре: распространение и основные типы / Ю. А. Ежов, Г. П. Лысенин, В. Н. Андрейчук, Ю. В. Дублянский. – Новосибирск : Сиб. отд-ние РАН, 1992. – 76 с.
112. Карцев, А. А. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений // А. А. Карцев. – М. : Недра, 1972. – 280 с.
113. Кашменская, О. В. Теория систем и геоморфология // О. В. Кашменская. – Новосибирск : Наука, 1980. – 120 с.
114. Климат и опасные метеорологические явления Крыма / [под ред. К. Т. Логвинова]. – Л. : Гидрометеиздат, 1982. – 318 с.
115. Климчук, А. Б. Понятие о пещере и некоторые проблемные вопросы теоретической спелеологии / А. Б. Климчук // Физическая география и геоморфология. – 1985. – Вып. 32. – С. 18–21.
116. Климчук, А. Б. Классы топоъемочных работ в пещерах / А. Б. Климчук // Свет. – 1996. – № 2 (15). – С. 22.
117. Климчук, А. Б. Гидрогеологические условия развития и генезис карстовых полостей в неогеновых сульфатных отложениях Волыно-Подольского артезианского бассейна: автореф. дис. ... канд. геол. наук : 04.00.06 / Климчук Александр Борисович. – Киев, 1999. – 25 с.
118. Климчук, А. Б. Основные особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход. Сообщение 2: Развитие каналовой проницаемости (спелеогенез) / А. Б. Климчук // Пещеры : межвуз. сб. научн. трудов. – Пермь, 2004. – С. 15–29.
119. Климчук, А. Б. Особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход / А. Б. Климчук // Спелеология и карстология. – 2008а. – № 1. – С. 23–46.
120. Климчук, А. Б. Эволюционный подход к типологии карста / А. Б. Климчук // Геологический журнал. – 2010. – № 3. – С. 85–97.

121. Климчук, А. Б. Самоорганизация структуры водообмена как системообразующее свойство карста / А. Б. Климчук // Геологический журнал. – 2011. – № 1. – С. 85–110.
122. Климчук, А. Б. Гипогенный спелеогенез, его гидрогеологическое значение и роль в эволюции карста / А. Б. Климчук. – Симферополь : ДИАЙПИ, 2013. – 180 с.
123. Климчук, А. Б. О сущности карста / А. Б. Климчук, В. Н. Андрейчук // Спелеология и карстология. – 2010. – № 5. – С. 22–47.
124. Климчук, А. Б. Сопряженный анализ истории формирования пещерной системы (на примере пещеры Атлантида) / А. Б. Климчук, В. Я. Рогожников. – Киев : Изд-во ИГН АН СССР, 1982. – 56 с.
125. Климчук, А. Б. Морфогенетический анализ пещеры Таврская (Внутренняя гряда Предгорного Крыма) / А. Б. Климчук, Е. И. Тимохина // Спелеология и карстология. – 2011. – № 6. – С. 36–52.
126. Климчук, А. Б. Крупные лабиринтовые пещеры в гипсах Западной Украины: спелеогенезис в артезианских условиях / А. Б. Климчук, В. М. Шестопапов // Геологический журнал. – 1990. – № 5. – С. 93–104.
127. Климчук, А. Б. Структурные предпосылки спелеогенеза в гипсах Западной Украины / А. Б. Климчук, В. Н. Андрейчук, И. И. Турчинов. – Киев : УСА, 1995. – 104 с.
128. Климчук, А. Б. Гипогенный спелеогенез западной части Предгорного Крыма и его значение для понимания карстообразования в Равнинном Крыму / А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев, Е. И. Тимохина // Состояние и проблемы карстолого-спелеологических исследований : междунар. конф. (Симферополь, 11-13 апреля 2008 г.) : тезисы докл. – Симферополь : Укр. Ин-т спелеологии и карстологии, 2008. – С. 15–17.
129. Климчук, А. Б. Гипогенный карст юго-западной части Предгорного Крыма / А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев, Е. И. Тимохина // Геологический журнал. – 2009. – № 1. – С. 63–82.

130. Климчук, А. Б. Геология, геоморфология и карст западной части Предгорного Крыма / А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев, Е. И. Тимохина // Ландшафтное разнообразие. Крым 2010 : путеводитель билатерального польско-украинского научно-практического полевого семинара, 17-24 сентября 2010 г. / [под общей редакцией Позаченюк Е. А.]. – Симферополь, 2010а. – С. 24–48.
131. Климчук, А. Б. Спелеогенез в понтических известняках Одессы / А. Б. Климчук, К. К. Пронин, Е. И. Тимохина // Спелеология и карстология. – 2010б. – № 5. – С. 76–93.
132. Клюкин, А.А. О возрасте оползней в долинах прорыва рек через куэстовые гряды Крыма / А. А. Клюкин // Геоморфология. – 1978. – № 2. – С. 72–79.
133. Клюкин, А. А. Экстремальные проявления неблагоприятных и опасных экзогенных процессов / А. А. Клюкин // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2005. – Вып. 1. – С. 27–38.
134. Клюкин, А. А. Экзогеодинамика Крыма / А. А. Клюкин. – Симферополь : Таврия, 2007. – 320 с.
135. Клюкин, А. А. Определение абсолютного возраста оврагов Предгорного Крыма по средней скорости отступления крутых склонов / А. А. Клюкин, В. М. Московкин // Геоморфология. – 1979. – № 3. – С. 66–72.
136. Кныш, С. К. Основы структурной, исторической и региональной геологии. Часть I : Структурная геология : учебное пособие / С. К. Кныш, Н. В. Гумерова, А. К. Полиенко. – Томск : Изд-во Томского политехнического университета, 2008. – 116 с.
137. Колодяжная, А. А. Формирование агрессивности природных вод как основной фактор возникновения и развития карбонатного карста / А. А. Колодяжная // Сов. иссл. карста за 50 лет. – М., 1967. – С. 14–21.
138. Колодяжная, А. А. Роль органических кислот в формировании карбонатного карста / А. А. Колодяжная // Карст в карбонатных породах: тр. Московского общ. испыт. природы; Отдел геолого-географический; Секция географии. – М. : Изд-во МГУ, 1972. – Т. 47. – С. 36–40.

139. Кострицкий, М. Е. К геоморфологии Крымского предгорья / М. Е. Кострицкий, В. Н. Терехова // Известия Крымск. пед. инст-та. – 1957. – Т. 28. – С. 489–521.
140. Кочкин, М. А. Почвы, леса и климат Горного Крыма и пути их рационального использования / М. А. Кочкин // Никит. бот. сад. : научн. тр. – Т. 38. – М. : Колос, 1967. – 260 с.
141. Крайнов, С. Р. Окислительно-восстановительные потенциалзадающие системы подземных вод / С. Р. Крайнов, Б. Н. Рыженко // Геохимия. – 1992. – № 4. – С. 467–482.
142. Криволицкий, А. Е. Останцы денудации / А. Е. Криволицкий // Вестник Московского университета. Сер. География. – 1966. – № 2. – С. 113–116.
143. Лаптев, Ф. Ф. Агрессивное действие вод на карбонатные породы, гипсы и бетоны / Ф. Ф. Лаптев. – М.–Л. : ГОНТИ, 1939. – 120 с.
144. Лыгина, Е. А. Датская и эоценовая карбонатные платформы Крыма: строение и условия формирования : автореф. дисс. ... канд. геол.-мин.наук : 25.00.01 / Лыгина Екатерина Александровна. – М., 2010. – 24 с.
145. Лысенко, Н. И. Новые данные о миоценовой поверхности выравнивания в Горном Крыму / Н. И. Лысенко // Геоморфология. – 1976. – № 1. – С. 86–90.
146. Лысенко, Н. И. О новой находке отложений нижнего мела на Крымской яйле / Н. И. Лысенко // Природа. – 2002. – № 1. – С. 2–4.
147. Лысенко, А. В. Пещерные некрополи Горного Крыма эпохи раннего железа – позднеантичного времени (IX в. до н.э. – IV в. н.э.) / А. В. Лысенко // Vita Antiqua. – 2003. – № 5–6. – С. 85–107.
148. Лысенко Н. И. Палеогеографические сокровища пещеры Алима в Крыму / Н. И. Лысенко, И. А. Башкин // Природа. — 2000. — Вып. 7. — С. 8—11.
149. Львова, О. В. Карст Передгірного та Рівнинного Криму / О. В. Львова, В. П. Мелешин // Физическая география и геоморфология. – 1970. – Вып. 4. – С. 104–112.

150. Максимович, Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземных вод карста / Г. А. Максимович // Тез. докл. на научном совещании по изучению карста, (30 января – 3 февраля 1956 г.). – М., 1956. – Вып. 5. – С. 3–6.
151. Максимович, Г. А. Основы карстоведения. Т. I / Г. А. Максимович. – Пермь : Пермск. книжн. изд-во, 1963. – 444 с.
152. Максимович, Г. А. Основы карстоведения. Т. II / Г. А. Максимович. – Пермь : Пермск. книжн. изд-во, 1969. – 529 с.
153. Малков, В. Н. О систематике внутреннего рельефа пещер равнинного карста / В. Н. Малков // Пещеры : межвуз. сб. научн. трудов. – Пермь, 1986. – С. 31–36.
154. Маруашвили, Л. И. Морфологический анализ карстовых полостей / Л. И. Маруашвили // Очерки по физической географии Грузии. – Тбилиси : Мецниереба, 1969. – С. 5–84 с.
155. Мережковский, К. С. Отчёт об антропологической поездке в Крым в 1880 г. / К. С. Мережковский // Географические известия. – 1881. – Т. 17, № 2. – С. 104–130.
156. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям / Ю. Ф. Чемяков, Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев [и др.]. – Л. : Недра 1972. – 384 с.
157. Минералы и отложения пещер и их практическое значение : тез. докл. совещания (Пермь, 27-28 сентября 1989 г.) / [ред. кол. В. Н. Андрейчук, К. А. Горбунова, А. М. Кропачев, И. И. Минькевич]. – Пермь : Пермский Дом науки и техники, 1989. – 84 с.
158. Муратов, М. В. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова / М. В. Муратов // Бюлл. МОИП, отд. геол. – Т. 29 (1). – 1954. – С. 4-20.
159. Муратов, М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова / М. В. Муратов. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. – 230 с.
160. Муратов, М. В. Палеогеновые отложения окрестностей Бахчисарая и их значение для стратиграфии палеогена Юга СССР / М. В. Муратов, Г. И.

Немков // Палеогеновые отложения Юга Европейской части СССР. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – С. 15–23.

161. Найдин, Д. П. О ярусном делении палеогена / Д. П. Найдин, В. Н. Беньямовский // Стратиграфия, геол. корреляция. – 2000. – Т. 8, № 4. – С. 65–83.

162. Никитин, М. Ю. Атлас обнажений горных пород крымской геологической практики МГУ / М. Ю. Никитин, С. Н. Болотов. – М. : Изд-во МГУ, 2006. – 60 с.

163. Обручев, В. А. Минеральный источник Бурункая близ Бахчисарая как будущий Крымский курорт / В. А. Обручев // Курортное дело. – 1924. – № 4–5. – С. 3–15.

164. Олиферов, А. Н. Поверхностные воды / А. Н. Олиферов // Атлас. Автономная республика Крым / [ред. кол.: М. В. Багров, Л. Г. Руденко]. – Симферополь–Киев, 2003. – С. 26–27.

165. Олиферов, А. Н. Реки и озера Крыма / А. Н. Олиферов, З. В. Тимченко. – Симферополь : Доля, 2005. – 216 с.

166. Определение возраста рельефа и скорости денудации юго-западной части Внутренней гряды Горного Крыма по карстолого-спелеологическим данным / А. Б. Климчук, Е. И. Тимохина, Г. Н. Амеличев [и др.] // Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского. Серия : География. – Т. 24 (63), № 3. – 2011. – С. 55–69.

167. Пасынков, А. А. Тектоника [карта] / А. А. Пасынков // Атлас. Автономная республика Крым / [ред. кол.: М. В. Багров, Л. Г. Руденко]. – Симферополь – Киев, 2003. – С. 19.

168. Печеркин, А. И. Об инженерно-геологическом содержании терминов «карст», «растворимая горная порода» и «закарстованный массив» / А. И. Печеркин, Л. В. Печеркина // Инженерная геология Западного Урала. – Пермь, 1982. – С. 86–97.

169. Пограничные мел-палеогеновые горизонты Горного Крыма / сост. : Л.П. Горбач, В.В. Шехоткин [науч. рук. В.Ф. Малаховский] // Палеогеография мезозоя и структурно-тектоническое районирование Крыма как основа

составления прогнозных карт на полезные ископаемые; Гос. геол. комитет СССР; Институт минеральных ресурсов, отдел региональной геологии. – Симферополь, 1964. – 220 с.

170. Подгородецкий, П. Д. Крым. Природа : справ. изд. / П. Д. Подгородецкий. – Симферополь : Таврия, 1988. – 192 с.

171. Подземные воды карстовых платформенных областей юга Украины / А. В. Лущик, В. И. Морозов, В. П. Мелешин и др. – Киев : Наук. думка, 1981. – 200 с.

172. Попадюк, И. В. Проблема структуры Горного Крыма: традиционные представления и реальность / И. В. Попадюк, С. Е. Смирнов // Геотектоника. – 1991. – № 6. – С. 44–56.

173. Проблемы изучения карстовых полостей гор южных областей СССР / [под ред. Р. А. Ниязова] // Ташкент : ФАН, 1983. – 94 с.

174. Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену // Сов. геология. – 1963. – № 4. – С. 145–154.

175. Саваренский, Ф. П. Гидрогеология / Ф. П. Саваренский. – [3-е изд.] – М. –Л. : ГОНТИ, 1939. – 489 с.

176. Соколов, Д. С. Основные условия развития карста / Д. С. Соколов. – М. : Гос. науч.-техн. изд-во лит. по геологии и охране недр, 1962. – 287 с.

177. Соколовський, І. Л. Закономірності розвитку рельєфу України / І. Л. Соколовський. – Київ : изд, 1973. – 216 с.

178. Стратиграфічний кодекс України / [ред.кол. Ю. В. Тесленко, П. Ф. Гожик, К. Ю. Єсипчук, В. В. Пермяков, О. П. Фісуненко] ; Нац. стратиграфічний комітет України. – Київ : НТП «Нафтогаз-прогноз», 1997. – 40 с.

179. Ступишин, А. В. К вопросу взаимоотношения карста и почвенного покрова / А. В. Ступишин // Научные доклады высшей школы. Сер. Геолого-географические науки. – 1958. – № 1. – С. 128–133.

180. Сучасні принципи гідрогеологічного районування / В. М. Шестопапов, П. В. Блінов, Г. Г. Лютий [та ін.] // Збірник наукових праць УкрДГРІ. – 2010. – Вип. 3–4. – С.147–157.

181. Тектоніка [карта] / Національний атлас України // НАН України, Інститут географії, Державна служба геодезії, картографії та кадастру ; гол. ред. Л. Г. Руденко ; голова ред. кол. Б. Є. Патон]. – Київ : Державне науково-виробниче підприємство «Картографія», 2007. – С. 118–119.
182. Тектоника центральной части северного склона Крымских гор и опыт ее изучения / Т. С. Лебедев, Г. Т. Собакаръ, Ю. П. Оровецкий, К. А. Болубах. – Киев : изд. АН УССР, 1963. – 90 с.
183. Терехова, В. И. Крымское предгорье (общая характеристика природы) / В. И. Терехова // Известия Крымск. пед. инст-та. – 1959. – Т. 34. – С. 49–63.
184. Тимофеев, Д. А. Терминология карста // Д. А. Тимофеев, В. Н. Дублянский, Т. З. Кикнадзе. – М. : Наука, 1991. – 260 с.
185. Тимохина, Е. И. Спелеогенетический анализ пещеры Таврская как ключ к реинтерпретации эволюции карста Предгорного Крыма / Е. И. Тимохина // Материалы Международного молодежного научного форума «Ломоносов-2011» / Отв. ред. А. И. Андреев, А. В. Андриянов, Е. А. Антипов, М. В. Чистякова. [Электронный ресурс]. – М. : МАКС Пресс, 2011. – 1 электрон. опт. диск (CD-ROM) : зв., цв. ; 12 см.
186. Тимохина, Е. И. Концептуальная генетическая модель карстовых систем Внутренней гряды Горного Крыма / Е. И. Тимохина, А. Б. Климчук / Географические и геоэкологические исследования в Украине и сопредельных территориях : Тезисы докладов Всеукраинской научной конференции с международным участием студентов, аспирантов и молодых ученых (Симферополь, 4-8 апреля 2012 года). – Симферополь, 2012. – С. 49-50.
187. Тимохина, Е. И. Морфогенез гротов со сквозными отверстиями (Внутренняя гряда Горного Крыма) / Е. И. Тимохина, А. Б. Климчук // Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2014. – Том 10, № 1. – С. 889–897.
188. Тимохина, Е. И. Геоморфология и спелеогенез крайней юго-западной части эоценовой куэсты Внутренней гряды Горного Крыма / Е. И. Тимохина, А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев // Ученые записки Таврического национального

университета им. В.И. Вернадского. Сер. «География». – 2011. – Том 24 (63), № 3. – С. 165–184.

189. Тимохина, Е. И. Геоморфогенез аструктурных склонов Внутренней гряды Горного Крыма: роль гипогенного карста в формировании и отступании обрывов / Е. И. Тимохина, А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев // Ученые записки Таврического национального университета им. В.И. Вернадского. Сер. «География». – 2012а. – Т. 25 (64), № 2. – С. 100–120.

190. Тимохина, Е. И. Ключевые вопросы карстогенеза Внутренней гряды Горного Крыма / Е. И. Тимохина, А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев / Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : Збірник наукових праць (Ворохта, 6-9 вересня 2012). – Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2012б. – С. 365–374.

191. Тимохина, Е. И. Карстогенез Внутренней гряды Горного Крыма / Е. И. Тимохина, А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев // Україна: географія цілей та можливостей : зб. наукових праць XI з'їзду Українського географічного товариства. – Київ : ФОП «Лисенко М. М.», 2012в. – Т. 1. – С. 324–327.

192. Тимохина, Е. И. Реликтовые карстопроявления центральной части предгорья Горного Крыма / Е. И. Тимохина, А. Б. Климчук, Г. Н. Амеличев // Естественные и технические науки. – 2014. – № 6(74). – С. 78-81.

193. Тищенко, А. И. К минералогии карстовых полостей Предгорного Крыма: монтмориллонит в гротах Качи-Кальона / А. И. Тищенко, Е. И. Тимохина // Спелеология и карстология. – 2013. – № 10. – С. 52–57.

194. Ткачук, В. Г. Особенности формирования стока малых рек юга СССР в связи с гидрогеологическими условиями их бассейнов / В. Г. Ткачук, В. П. Молодых, В. С. Сопина // Водное хозяйство. – 1966. – Вып. 3. – С. 61–69.

195. Толстых, Е. А. Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов / Е. А. Толстых, А. А. Клюкин. – М. : Недра, 1984. – 117 с.

196. Цыкин, Р. А. Карст восточной части Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ним полезные ископаемые / Р. А. Цыкин, Л. Ж. Цыкина. – Новосибирск : Наука. Сиб. отд., 1978. – 104 с.
197. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии (русско-англо-немецко-французский) / [авт.-сост. И. С. Щукин ; под ред. А. И. Спиридонова]. – М. : Советская энциклопедия, 1980. – 703 с.
198. Чикишев, А. Г. Методы изучения карста / А. Г. Чикишев. – М. : Изд-во МГУ, 1973. – 92 с.
199. Чикишев, А. Г. Географические условия развития карста / А. Г. Чикишев. – М. : Изд-во МГУ, 1975. – 116 с.
200. Шестоपालов, В. М. Естественные ресурсы подземных вод платформенных артезианских бассейнов Украины / В. М. Шестоपालов. – К. : Наукова думка, 1981. – 196 с.
201. Шутов, Ю. И. Особенности перехода поверхностного стока в подземный в карстовых районах Украины / Ю. И. Шутов // Метеорология и гидрология. – Киев, 1969. – С. 300–305.
202. Шутов, Ю. И. Глибинна обводненість Гірсько-Кримської карстової області / Ю. И. Шутов // Фізична географія та геоморфологія. – 1970. – № 4. – С. 92–103.
203. Щепинский, А. А. Подземная форма карста близ Симферополя / А. А. Щепинский // Изв. Крым. отд. Геогр. общ. СССР. – 1957. – С. 22–23.
204. Эрнст, Н. Л. Раскопки палеолитической стоянки в Чокурчинском гроте у Симферополя. Информационное сообщение / Н. Л. Эрнст // Известия Таврического общества истории, археологии и этнографии. – Симферополь, 1929. – Т. 3 (60). – С. 188–190.
205. Юдин, В. В. Симферопольский меланж / В. В. Юдин // Доклады НАНУ. – 1993. – Т. 333, № 2. – С. 250–252.
206. Юдин, В. В. Новая модель геологического строения Крыма / В. В. Юдин // Природа. – 1994. – Вып. 6. – С. 28–31.

207. Юдин, В. В. Предгорная сутура Крыма / В. В. Юдин // Геологічний журнал. – 1995. – № 3–4. – С. 56–61.
208. Юдин, В. В. О положении верхнеюрских массивов Горного Крыма / В. В. Юдин // Доклады НАНУ. – 1999. – Вып. 2. – С. 139–144.
209. Юдин, В. В. Геологическое строение Крыма на основе актуалистической геодинамики / В. В. Юдин // Приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику. – Симферополь, 2001. – 47 с.
210. Юдин, В. В. Геодинамика Черноморско-Каспийского региона / В. В. Юдин. – Киев : УкрГГРИ, 2008. – 117 с.
211. Юдин, В. В. Геодинамика Крыма / В. В. Юдин. – Симферополь : ДИАЙПИ, 2011. – 336 с.
212. Юдин, В. В. Критика тектонических концепций Крыма / В. В. Юдин, М. Е. Герасимов // Геодинамика Крымско-Черноморского региона : сб. м-лов конф. НАНУ. – Симферополь, 1997. – С. 4–11.
213. Якуч, Л. Морфогенез карстовых областей. Варианты эволюции карста // Л. Якуч. – М. : Прогресс, 1979. – 392 с.
214. Audra, Ph. Morphological indicators of speleogenesis: hypogenic speleogens / Ph. Audra, L. Mocochain, J.-Y. Bigot, J.-C. Nobécourt // Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins : P roceedings of the conference (Chernivtsi, Ukraine, May 13-17, 2009). – [Edited by A. B. Klimchouk, D. C. Ford]. – UISK, Special Paper 1. – Simferopol, 2009. – P. 23–32.
215. Bell Hole Origin: Constrains on Developmental Mechanisms, Crooked Island, Bahamas / Birmingham A. N., Mylroie J. R., Mylroie J. E., Lace M. J. // Proceedings of the 14 Symposium on the geology of the Bahamas and other carbonate regions. – [Edited by J. B. Martin, F. D. Siewers]. – Bahamas, 2010. – P. 18-30.
216. Berner, R. A. Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water. IV. Theory of calcite dissolution / R. A. Berner, J. W. Morse // American Journal of Science. -- 1974. – 274 (2). – P. 108–134.

217. Bögli, A. Karst hydrology and physical speleology / A. Bögli. – Berlin, Springer-Verlag, 1980. – 184 p.
218. Bögli, A. Mischungskorrosion - ein Beitrag zur Verkarstungsproblem / A. Bögli // Erdkunde. – 1964. – Vol. 18. – P. 83–92.
219. Bottrell, S. H. Invasion of a karst aquifer by hydrothermal fluids: evidence from stable isotopic compositions of cave mineralization / S. H. Bottrell, S. Crowley, C. Self // Geofluids. – 2001. – № 1. – P. 1103–1121.
220. Bretz, J. H. Vadose and phreatic features of limestone caverns / J. H. Bretz // Journal of Geology. – 1942. – Vol. 50, № 6. – P. 675–811.
221. Determination of uranium isotope ratios by multi-static MIC-ICP-MS: method and implementation for precise U- and Th-series isotope measurements / J. Fietzke, V. Liebetrau, A. Eisenhauer, Ch. Dullo // J. Anal. At. Spectrom. – 2005. – Vol. 20. – P. 395–401.
222. Dreybrodt, W. The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A model simulation of karst evolution / W. Dreybrodt // Journal of Geology. – 1990. – Vol. 98 (5). – P. 639–655.
223. Dreybrodt, W. Processes of speleogenesis: A modeling approach / W. Dreybrodt, F. Gabrovsek, D. Romanov. – Postojna, Ljubljana : Karst Research Institute ZRC SAZU, 2005. – 373 p.
224. Dubljansky, Ju. V. Hydrothermal speleogenesis: its settings and peculiar features / Ju. V. Dubljansky // Speleogenesis – evolution of karst aquifers / [edit. A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer, W. Dreybrodt]. – Huntsville : National Speleological Society, 2000. – P. 292–297.
225. Dublyansky, Y. Carbonate bedrock alteration during low-temperature hydrothermal karstification: a potential tool for hydrogeological paleothermometry using oxygen isotopes / Y. Dublyansky, C. Spötl // Geophysical Research Abstracts, EGU General Assembly. – 2008. – P. 1.
226. Edwards, R. L. ^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th systematic and the precise measurement of time over the past 500,000 years / R. L. Edwards, J. H. Cheng, G. L. Wasserburg // Earth and Planetary Science Letters. – 1987. – № 81. – P. 175–192.

227. Encyclopedia of Caves and Karst Science / [ed. J. Gunn]. – Great Britain : Fitzroy Dearborn, 2004. – 902 p.
228. Evolution of karst: from prekarst to cessation / [ed. F. Gabrovšek] / Postojna-Ljubljana : Coronet Books, 2002. – 448 p.
229. Ewers, R. O. An analysis of solution cavern development in the dimensions of length and breadth / Ewers R. O. // Ph.D. thesis, Geography. – Hamilton, Ontario : McMaster University, 1982.
230. Ford, T. D. Sediments in Caves. Cave Studies Series / T. D. Ford. – 2001. – Vol. 9. – 32 p.
231. Ford, D. C. Karst / D. C. Ford // Encyclopedia of Caves and Karst Science / [ed. J. Gunn]. – Great Britain : FitzroyDearborn, 2004. – P. 473–475.
232. Ford, D. C. The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth / D. C. Ford, R. O. Ewers // Canadian Journal of Earth Sciences. – 1978. – 15 (11). – P. 1783–1798.
233. Ford, D. C. Karst Geomorphology and Hydrology / D. C. Ford, P. W. Williams. – [2 edition]. – London : John Wiley & Sons, 2007. – 562 p.
234. Groves, C. G. Early development of karst systems. 1. Preferential flow path enlargement under laminar-flow / C. G. Groves, A. D. Howard // Water Resources Research. – 1994. – Vol.30, Iss.10. – P. 2837–2846.
235. Hill, C. Cave minerals of the World. Second edition / C. Hill, P. Forti. – Huntsville, 1997. – 463 p.
236. Hromnic, C. A. Karst, Kras or Karašattu: whence the name? / C. A. Hromnic // Cave and Karst Science. – 2001. – Vol.28, № 2. – P. 79–88.
237. Hypogenic speleogenesis in the Crimean fore-mountains (the Black sea region, South Ukraine) and its role in the regional geomorphology / A. B. Klimchouk, G. N. Amelichev, E. I. Timokhina, S. V. Tokarev // Proceedings of 16 th International Congress of Speleology (Brno, Czech Republic, July 21-28 2013). – Praha : H.R.G. spol. s r.o., 2013. – Vol. 3. – P. 364–365.
238. Identifying low-temperature hydrothermal karst and palaeowaters using stable isotopes: a case study from an alpine cave, Entrische Kirche, Austria / C. Spotl,

Y. Dublyansky, M. Meyer, A. Mangini // *International Journal of Earth Science*. –2009. – Vol. 98. – P. 665–676.

239. Immenhauser, A. Phreatic cave calcites – archives of two realms / A. Immenhauser // *Geology Today*. – 2009. – № 25. –P. 29–33.

240. Isotopic indications of water-rock interaction in the hypogene Tavrskaya cave, Crimea, Ukraine / Y. Dublyansky, A. Klimchouk, E. Timokhina, C. Spötl // *Geophysical Research Abstracts*. – 2011. – № 13. – P. 3055.

241. Isotopically altered wallrock of the hypogene conduits in the Crimean Piedmont, Ukraine / A. Klimchouk, Y. Dublyansky, E. Tymokhina, Ch. Spötl // *Proceedings of the International Symposium on Hierarchical Flow Systems in Karst Regions, 4-7 September 2013, Budapest, Hungary*. – Budapest, 2013. – P. 95.

242. Isotope wallrock alteration associated with hypogene karst of the Crimean Piedmont, Ukraine / Y. V. Dublyansky, A. B. Klimchouk, C. Spötl, E. I. Timokhina, G. N. Amelichev // *Chemical Geology*. – 2014. – Vol. 377. – P. 31–44.

243. *Karst Geomorphology* / [vol. editor A. Frumkin] // *Treatise on Geomorphology*. – San Diego, CA : Academic Press, 2013 – Vol. 6. – 484 p.

244. Kaufmann, G. Karst aquifer evolution in fractured rocks / G. Kaufmann, J. Braun // *Water Resources Research*, 1999. – Vol. 35 (11). – P. 3223–3238.

245. Klimchouk, A. B. Sulfate rocks as arena of karst development / A. B. Klimchouk // *Gypsum karst of the world* / [eds.: A. Klimchouk, D. Lowe, A. Cooper, U. Sauro]. – *International Journal of Speleology Theme Issue*. – 1996. – Vol. 25 (3–4). – P. 9–20.

246. Klimchouk, A. B. Speleogenesis under deep-seated and confined settings / A. B. Klimchouk // *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers* / [ed. A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer, W. Dreybrodt]. – Huntsville : National Speleological Society, 2000. – P. 244–260.

247. Klimchouk, A. B. Conceptualisation of speleogenesis in multistorey artesian systems: a model of transverse speleogenesis / A. B. Klimchouk // *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*. [Электронный ресурс]. – Электрон. журн. – 2003. – Vol.

1(2). – 18 p. – Режим доступа :
www.speleogenesis.info/directory/karstbase/pdf/seka_pdf4475.pdf

248. Klimchouk, A. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective / A. Klimchouk // National Cave and Karst Research Institute. Special Paper № 1. – Carlsbad, 2007. – 106 p.

249. Klimchouk, A. Morphogenesis of Hypogenic Caves / A. Klimchouk // Geomorphology. – 2009. – Vol. 106. – P. 100–117.

250. Klimchouk, A. Speleogenesis, Hypogenic / A. Klimchouk // Encyclopedia of Caves. – Chennai, 2012. – P. 748–765.

251. Klimchouk, A.B. Lithological and structural controls of dissolutional cave development / A .B. Klimchouk, D. C. Ford // Speleogenesis: Evolution of karst aquifers; eds.: A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.Palmer, W. Dreybrodt. – Huntsville : National Speleological Society, 2000. – P. 54–64.

252. Klimchouk, A. B. Hypogene Speleogenesis in the Piedmont Crimea Range / A. B. Klimchouk, E. I. Tymokhina, G. N. Amelichev // Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins : S pecial Paper. – Simferopol : U krainian Institute of Speleology and Karstology, 2009a. – P. 159–171.

253. Klimchouk, A. B. Hypogenic Speleogenesis in the Piedmont Crimea Range / A. B. Klimchouk, E. I. Tymokhina, G. N. Amelichev / P roceedings of 15th International Congress of Speleology (Kerrville, Texas, USA, July 19-26 2009). – USA : Greyhound Press, 2009b. – Vol. 2. – P. 906.

254. Klimchouk, A. B. Hypogene Speleogenesis in the Cenozoic Carbonates of the Prichernomorsky Artesian Basin (north Black Sea Region) / A. B. Klimchouk, E. I. Timokhina, G. N. Amelichev // Speleogenesis & Evolution of Karst Aquifers. – 2011a. – № 11. – P. 48–51.

255. Klimchouk, A. B. Hypogene Speleogenesis in the Cenozoic Carbonates of the Prichernomorsky Artesian Basin (North Black Sea Region) / A. B. Klimchouk, E. I. Timokhina, G. N. Amelichev // 3rd Middle-East Speleology Symposium (MESS3), September 23-25, 2011 : Proceedings. – Zouk Mikael–Lebanon : Holy Spirit University of Kaslik, 2011b. – P. 38.

256. Klimchouk, A. B. Regional features of hypogene speleogenesis in the Prichernomorsky artesian basin North Black Sea region / A. B. Klimchouk, E. I. Timokhina, G. N. Amelichev // Proceedings of the 2011 International Conference on Karst Hydrogeology and Ecosystems. – USA, 2011c. – P. 96–97.
257. Klimchouk, A. B. Speleogenetic effects of interaction between deeply derived fracture-conduit flow and intrastratal matrix flow in hypogene karst settings / A. B. Klimchouk, E. I. Tymokhina, G. N. Amelichev // International Journal of Speleology. – 2012. – Vol. 41, № 2. – P. 37–55.
258. Kranjc, A. Kras (the Classical karst) and the development of Karst Science. Kras (klasični kras) in razvoj znanosti o Krasu / A. Kranjc // Acta Carsologica. – 1998. – Vol. 27 (1). – 1998. – P. 151–164.
259. Lauritzen, S.-E. Solutional and Erosional Morphology / S.-E. Lauritzen, J. Lundberg // Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers / [ed. A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer, W. Dreybrodt]. – Huntsville : National Speleological Society, 2000. – P. 408–436.
260. Lowe, D. Dictionary of Karst and Caves. A brief guide to the terminology and concepts of cave and karst science / D. Lowe, T. Waltham // British Cave research Association. – Cave Studies Series : Number 10 [Series Editor : D. Judson]. – 2002. – 40 p.
261. Mustoe, G. E. The origin of honeycomb weathering / G. E. Mustoe // Geological Society of America Bulletin. – 1982. – Vol. 93. – P. 108–115.
262. Norman, D. I. Methane and excess N₂ and Ar in geothermal fluid inclusions / D. I. Norman, J. N. Moore // Proceedings, 23d Workshop on Geothermal Reservoir Engineering : January 25-27, 1999. – Stanford : Stanford University, USA, 1999. – P. 233–240.
263. On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate / L. M. Beal, D. R. Wilhelmu, A. Biastoch, R. Zahn // Nature. – 2011. – Vol. 472. – P. 429–436.
264. Palmer, A. N. Origin and morphology of limestone caves / A. N. Palmer // Geological Society of American Bulletin. – 1991. – № 103 (1). – P. 1–21.

265. Palmer, A. N. Digital Modeling of Individual Solution Conduits / A. N. Palmer // *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers* / [ed. A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer, W. Dreybrodt]. – Huntsville : National Speleological Society, 2000a. – P. 194–200.
266. Palmer, A. N. Hydrogeological Control of Cave Patterns / A. N. Palmer // *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers* / [ed. A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer, W. Dreybrodt]. – Huntsville : National Speleological Society, 2000b. – P. 77–90.
267. Palmer, A. N. *Cave geology* / A. N. Palmer. – Dayton, Ohio : Cave Books, 2007. – 454 p.
268. Plummer, L. N. Mixing of sea water with calcium carbonate ground water / L. N. Plummer // *Geological Society of American Memoir*. – 1975. – Vol. 142. – P. 219–236.
269. Quinlan, J. F. Types of karst, with emphasis on cover beds in their classification and development : Unpublished PhD Thesis / J. F. Quinlan. – Austin : Univ. of Texas, 1978. – 323 p.
270. Runnells, D. D. Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters / D. D. Runnells // *Journal of Sedimentary Petrology*. – 1969. – Vol. 39. – P. 1188–1201.
271. Sharp, J. M. *A Glossary of hydrogeological terms* / John M. Sharp ; Department of geological Sciences ; The University of Texas. – Austin : Univ. of Texas, 2006. – 62 p.
272. Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model / R. Liedl, M. Sauter, D. Hückinghaus, T. Clemens, G. Teutsch // *Water Resources Research*. – 2003. – Vol. 39 (3). – P. 1–11.
273. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers* / [ed. A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer, W. Dreybrodt]. – Huntsville : National Speleological Society, 2000. – 527 p.

274. Spötl, Ch. Continuous-flow isotope ratio mass spectrometric analysis of carbonate minerals / Ch. Spötl, T. W. Vennemann // *Rapid Commun. Mass Spectrom.* – 2003. – № 17. – P.1004–1006.
275. Stable isotope analysis of the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event in the Crimea / J. K. Fisher, G. D. Price, M. B. Hart, M. J. Leng // *Cretaceous Research.* – 2005. – Vol. 26. – P. 853–863.
276. Stratigraphic Model of the Mezozoic and Cenozoic of the Western Black Sea Basin / P. F. Gozhik, N. V. Maslun, M. M. Ivanik, L. F. Plotnikova, L. N. Yakushin // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана.* – 2008. – Вып. 1. – С. 55–69.
277. Sweeting, M. M. Karst landforms / M. M. Sweeting. – London, 1973. – 362 p.
278. The Upper Valanginian (Early Cretaceous) positive carbon–isotope event recorded in terrestrial plants / D. R. Grocke, G. D. Price, S. A. Robinson [et. al.] // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2005. – Vol. 240. – P. 495–509.
279. Thermal genesis of dissolution caves in the Black Hills, South Dakota / M. J. Bakalowicz, D. C. Ford, T. E. Miller, A. N. Palmer, M. V. Palmer // *Geological Society of America Bulletin.* – 1987. – Vol. 99. – P. 729–738.
280. Tymokhina, Y. Hypogene origin of caves in the Piedmont Crimean Range / Y. Tymokhina, A. Klimchouk // 18th International Karstological School „Classical karst“ : Abstracts. – Postojna, 2010. – P. 67–68.
281. Understanding the genesis of nonmarine calcite deposits through quadrupole mass spectrometric analysis of fluid inclusion gases / B. D. Newman, D. I. Norman, N. Gundimeda, S. S. Levy // *Chem. Geol.* – 1996. – № 132. – P. 205–213.
282. White, W. B. Role of solution kinetics in the development of karst aquifers / White W. B. // *Karst hydrogeology* / [ed. J. S. Tolson, F. L. Doyle]. – International Association of Hydrogeologists, 1977. – P. 503–517.
283. White, W. B. *Geomorphology and hydrology of karst terrains* / W. B. White. – New York and Oxford : Oxford Univ. Press., 1988. – 464 p.

284. White, W. B. Cave, Definition of / William B. White, David C. Culver // Encyclopedia of Caves. – Chennai, 2012. – P. 103–107. – <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123838322000165>.

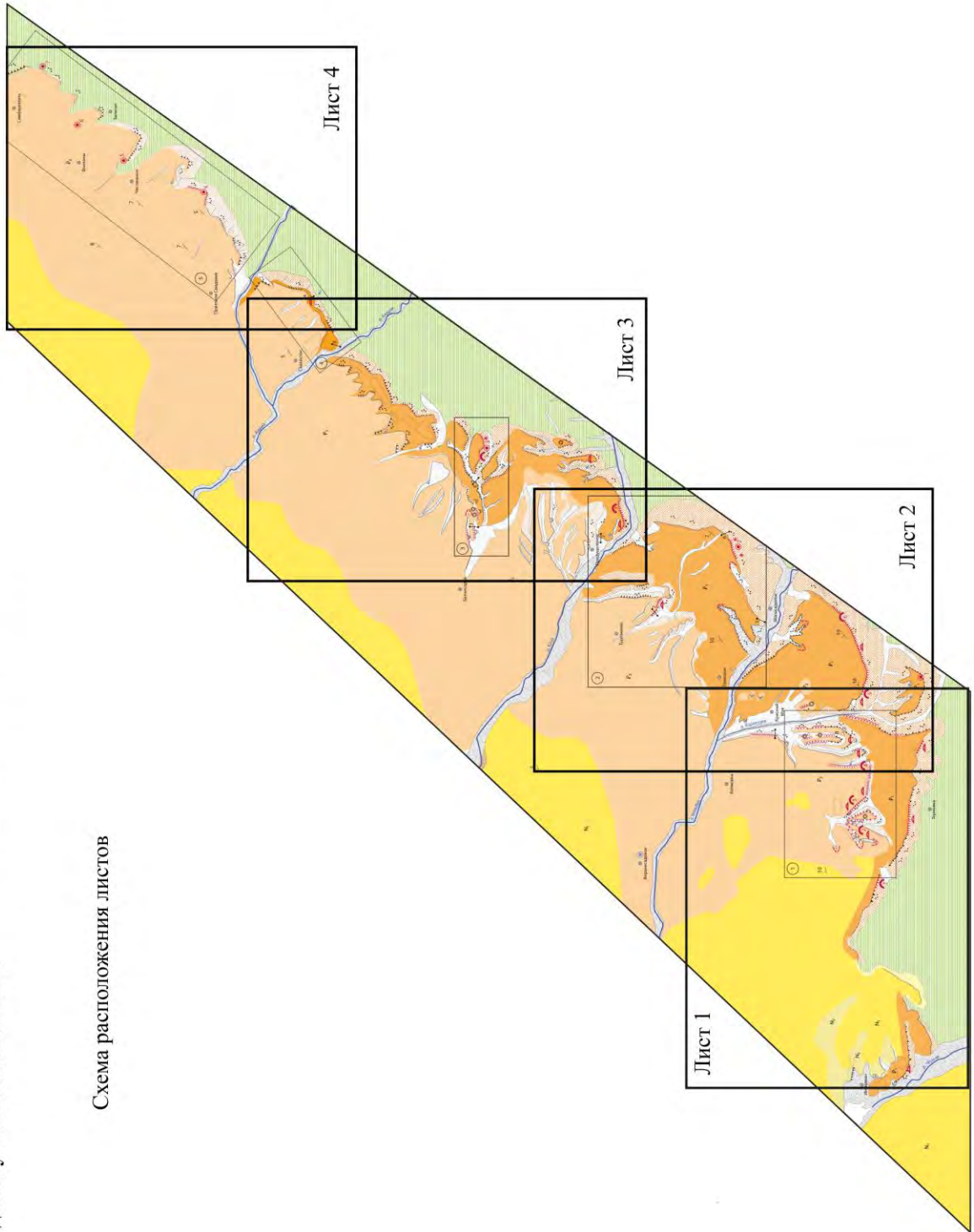
285. White, E. L. Breakdown Morphology / E. L. White, W. B. White // Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers / [ed. A. B. Klimchouk, D. C. Ford, A. N. Palmer, W. Dreybrodt]. – Huntsville : National Speleological Society, 2000. – P. 427–429.

286. Wielka Encyklopedia geografii swiata. Tom XVII : Kras i Jaskinie. – Poznan, 2000. – 359 c.

ПРИЛОЖЕНИЯ

**Карстолого-геоморфологическая карта Внутренней гряды Горного Крыма.
Юго-западный участок. М 1:50000.**

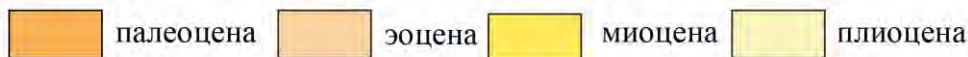
Схема расположения листов



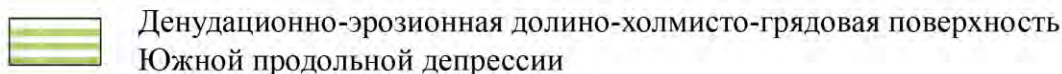
**Условные обозначения
к карстолого-геоморфологической карте Внутренней гряды**

Денудационная группа

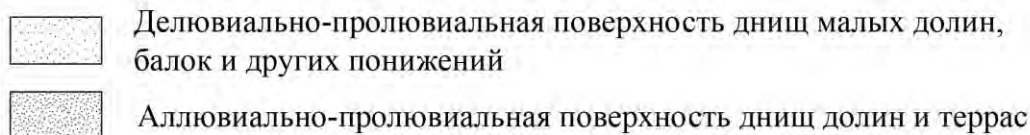
Структурная поверхность куэстовых гряд на породах:



Денудационная поверхность аструктурных склонов куэстовых массивов, сложенных породами:

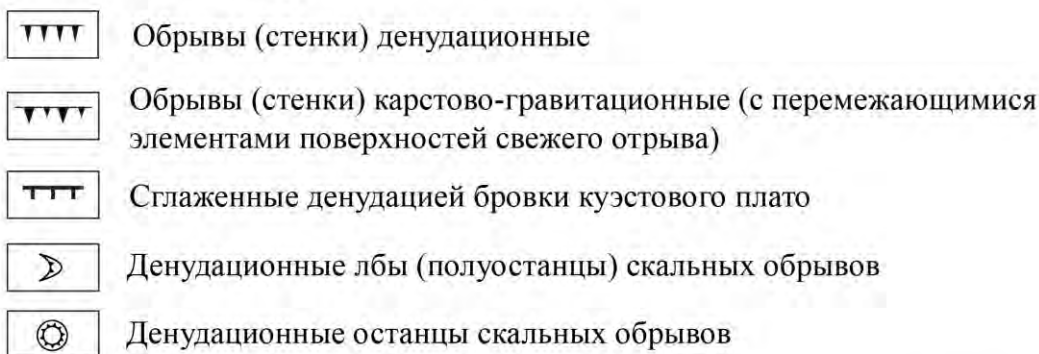


Аккумулятивная группа

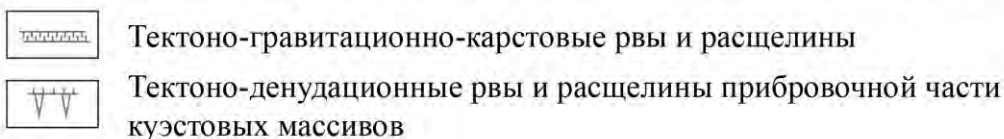


Внемасштабные формы рельефа






Денудационная группа





Тектоническая группа (тектоно-гравитационные и тектоно-карстовые формы)













Тектоническая группа (тектоно-гравитационные и тектоно-карстовые формы)

-  Тектоно-гравитационно-карстовые рвы и расщелины
-  Тектоно-денудационные рвы и расщелины прибрежной части куэстовых массивов
-  Тектонические трещины на денудационных скальных поверхностях
-  Разломы и разломные зоны (установленные и снятые с геологических карт)
-  Разломы и разломные зоны, предполагаемые по линеаментам


Эрозионная группа

-  Эрозионные ложбины и рвы
-  Тальвеги линейных понижений

Карстовая группа

-  Входы в пещеры и их индексы: 1 - Мангупская-1; 2 - Таврская; 3 - Беш-Кош-3; 4 - Змеиная; 5 - Лисья; 6 - Петровский провал; 7 - Алимова
-  Пещеры (плановые контуры)
-  Крупные гроты и их индексы: 1 - Кара-Коба-1, 2, 3; 2 - Топшан-1, 2; 3 - Зангурма-1, 5, 6, 7; 4 - Баллы-Коба; 5 - Чардаклы-11 - 14; 6 - Сулук-Коба; 7 - Белоголовых Сипов; 8 - Беш-Кош-1, 2, 4
-  Крупные ниши по напластованию
-  Обрывы, заложенные по трещинно-карстовым структурам с экспонированными формами
-  Серии денудационных кулуаров скальных обрывов
-  Мешкообразные кулуары (вскрытые пещеры)
-  Местонахождения фреатического кальцита
-  Карстовые воронки
-  Карры

Аккумулятивная группа

-  Гравитационно-блоковые и коллювиальные скопления подножий обрывистых склонов куэст

Гидролого-гидрогеологическая группа



Постоянные водотоки



Источники нисходящие

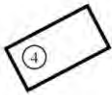


Источники восходящие

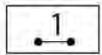


Водоносные скважины

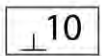
Разные обозначения



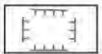
Масштабные границы ключевых участков и их индексы: 1 - участок Эски-Кермен - Красный Мак; 2 – участок междуречья Бельбек - Кача; 3 - участок долины реки Чурук-Су; 4 - участок междуречья Бодрак - Альма; 5 - участок междуречья Альма - Салгир



Линии опорных геологических разрезов и их индексы: 1 - с. Красный Мак; 2 - междуречье Качи и Бельбека, с. Белокаменка; 3 - г. Сувлу-Кая; 4 - Бакла; 5 - долина р. Бельбек, с. Малосадовое; 6 - г. Курушлюк; 7 - долина р. Качи; 8 - с. Староселье; 9 - с. Скалистое.



Падение и простирание слоев, угол падения в градусах



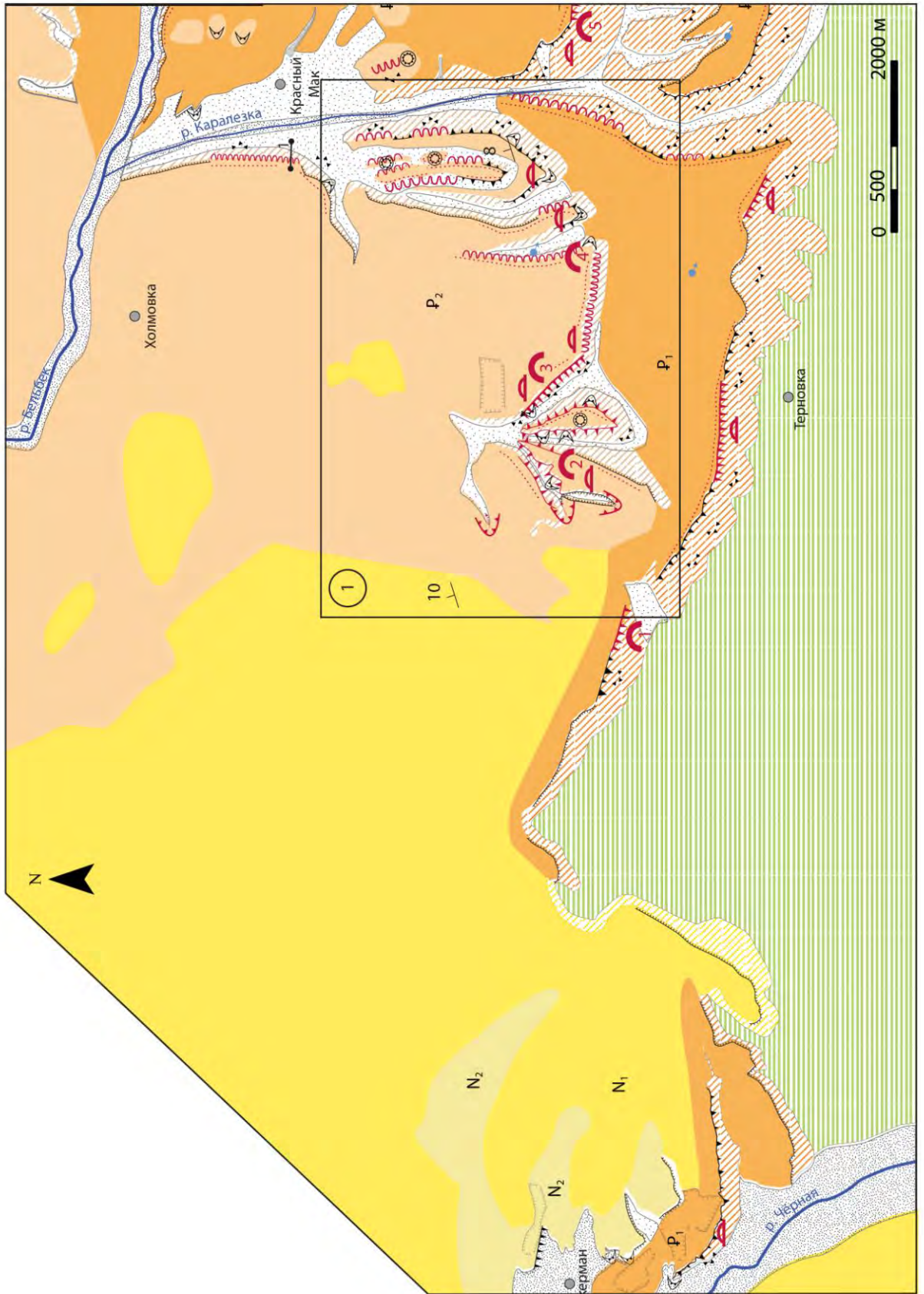
Карьеры



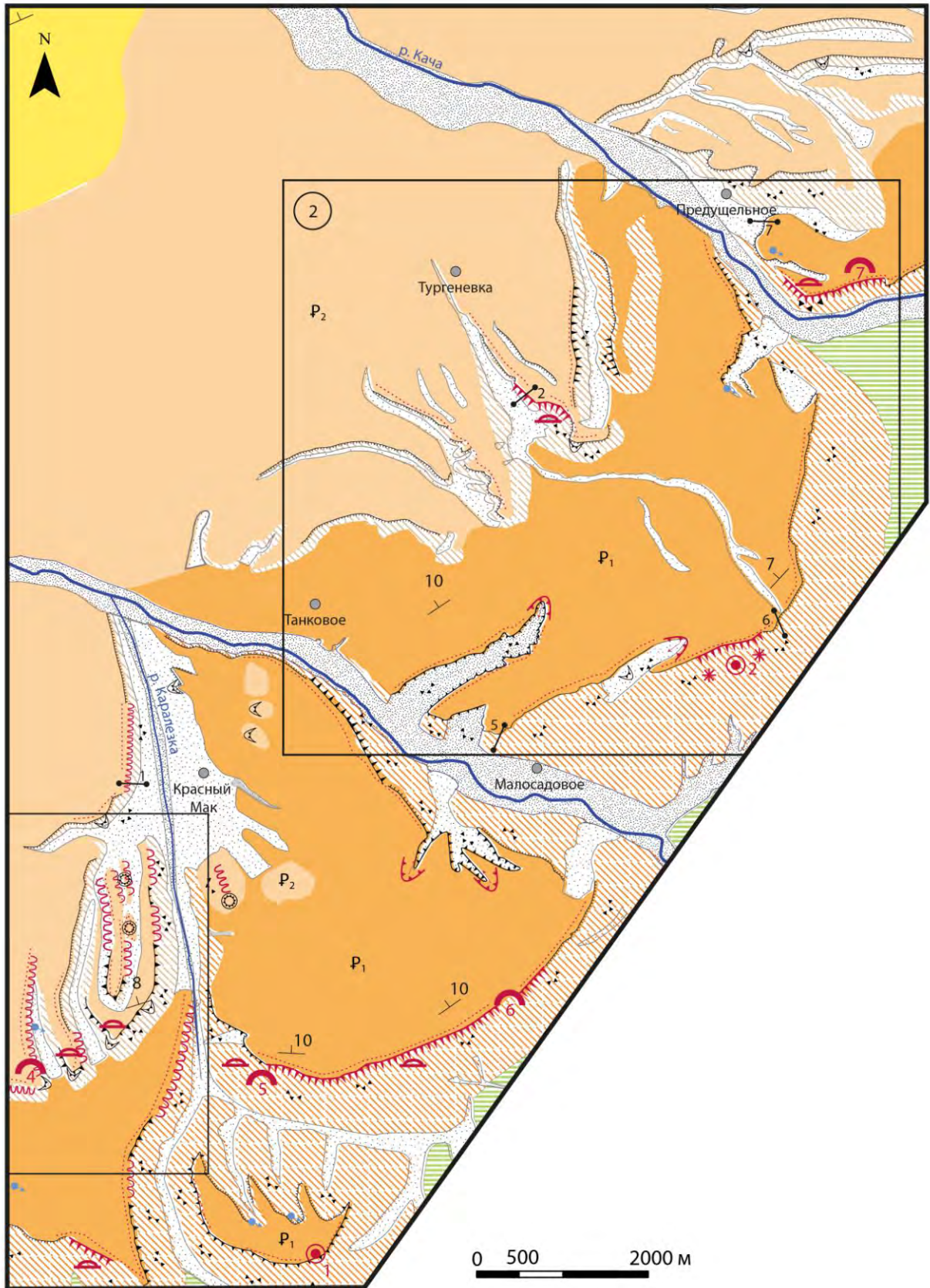
Бахчисарай

Населенные пункты

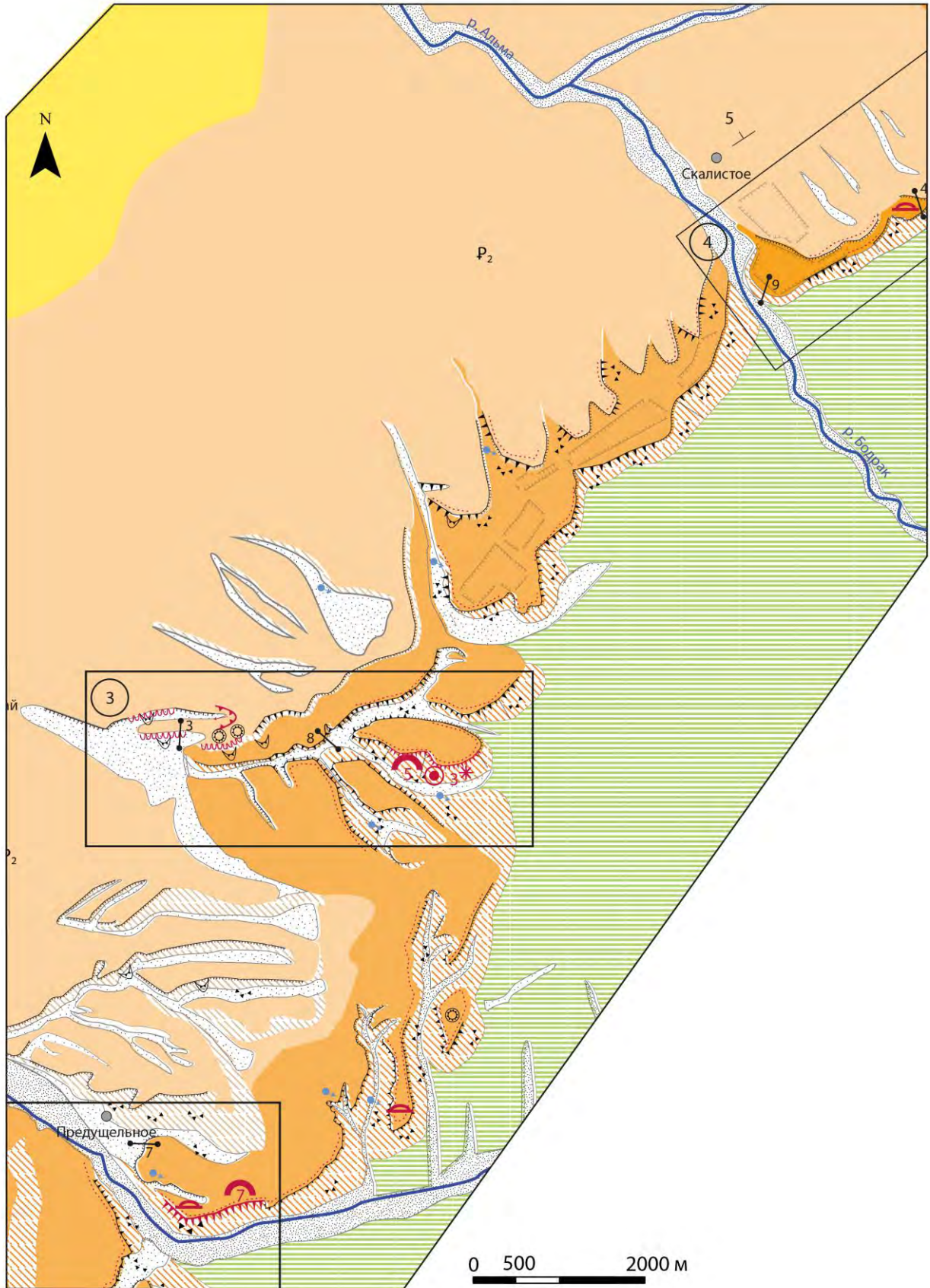
ЛИСТ 1



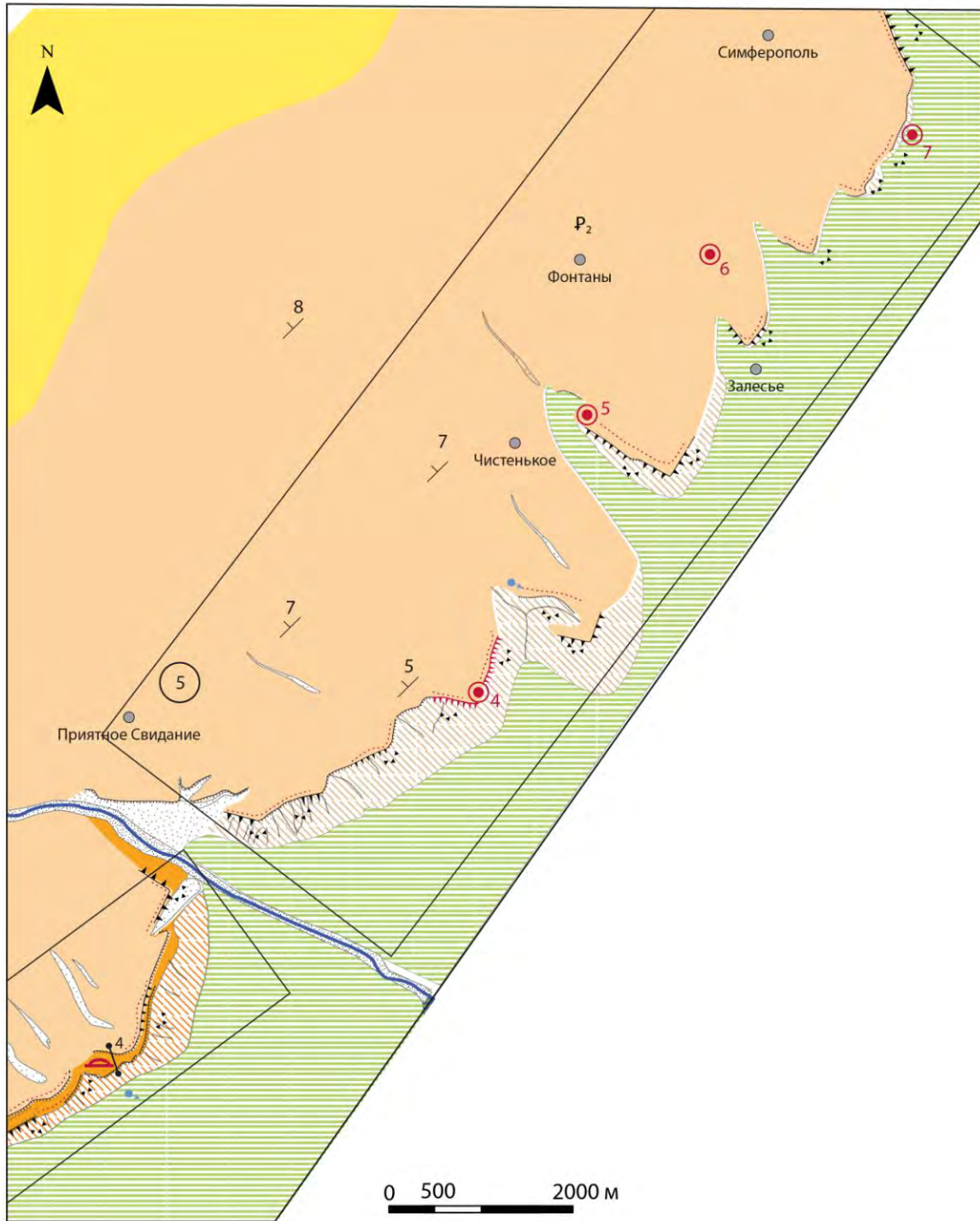
ЛИСТ 2



ЛИСТ 3



ЛИСТ 4



ПРИЛОЖЕНИЕ Б

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ КРУПНЫХ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

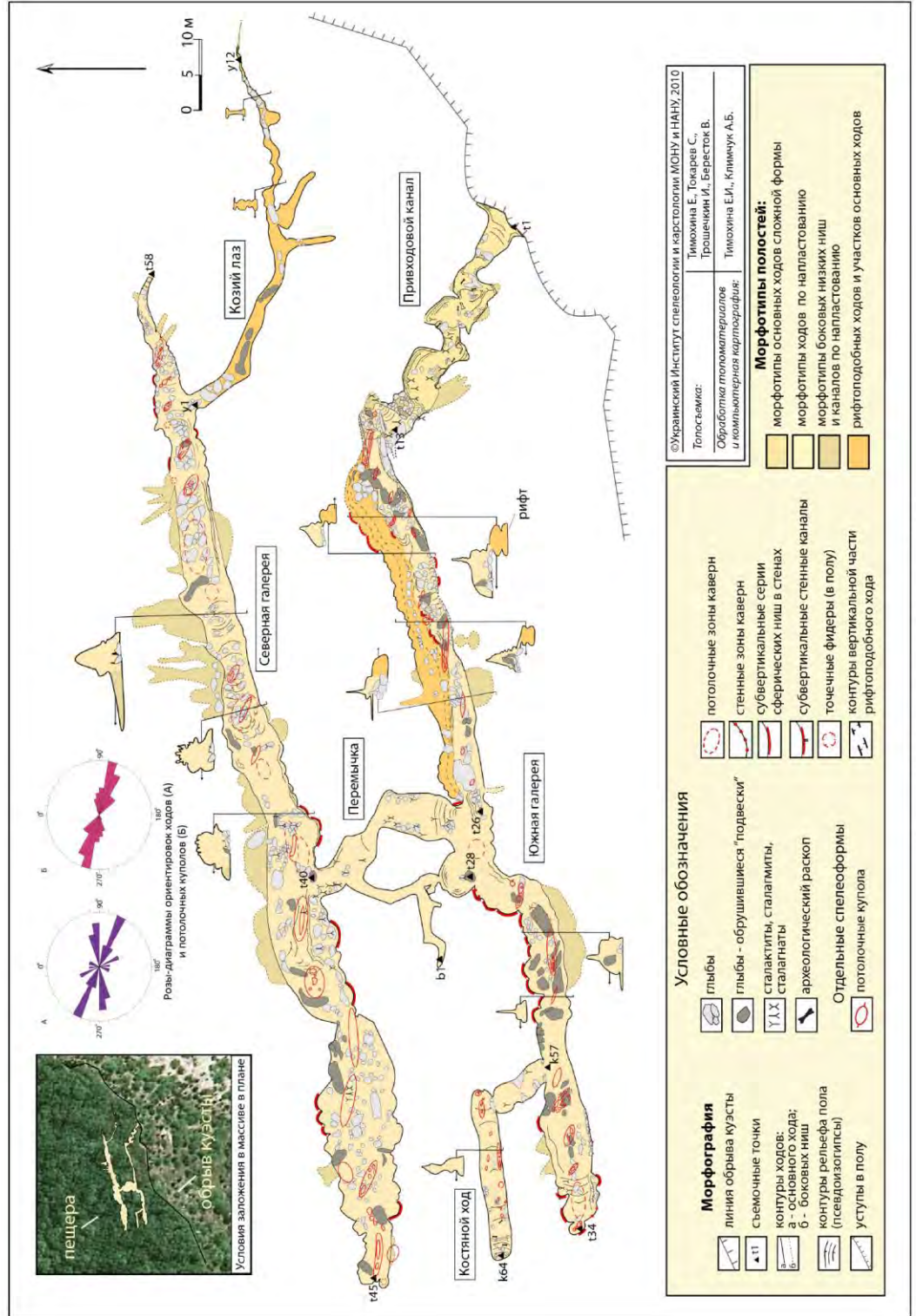


Рисунок Б.1 - План пещеры Таврская 225-1

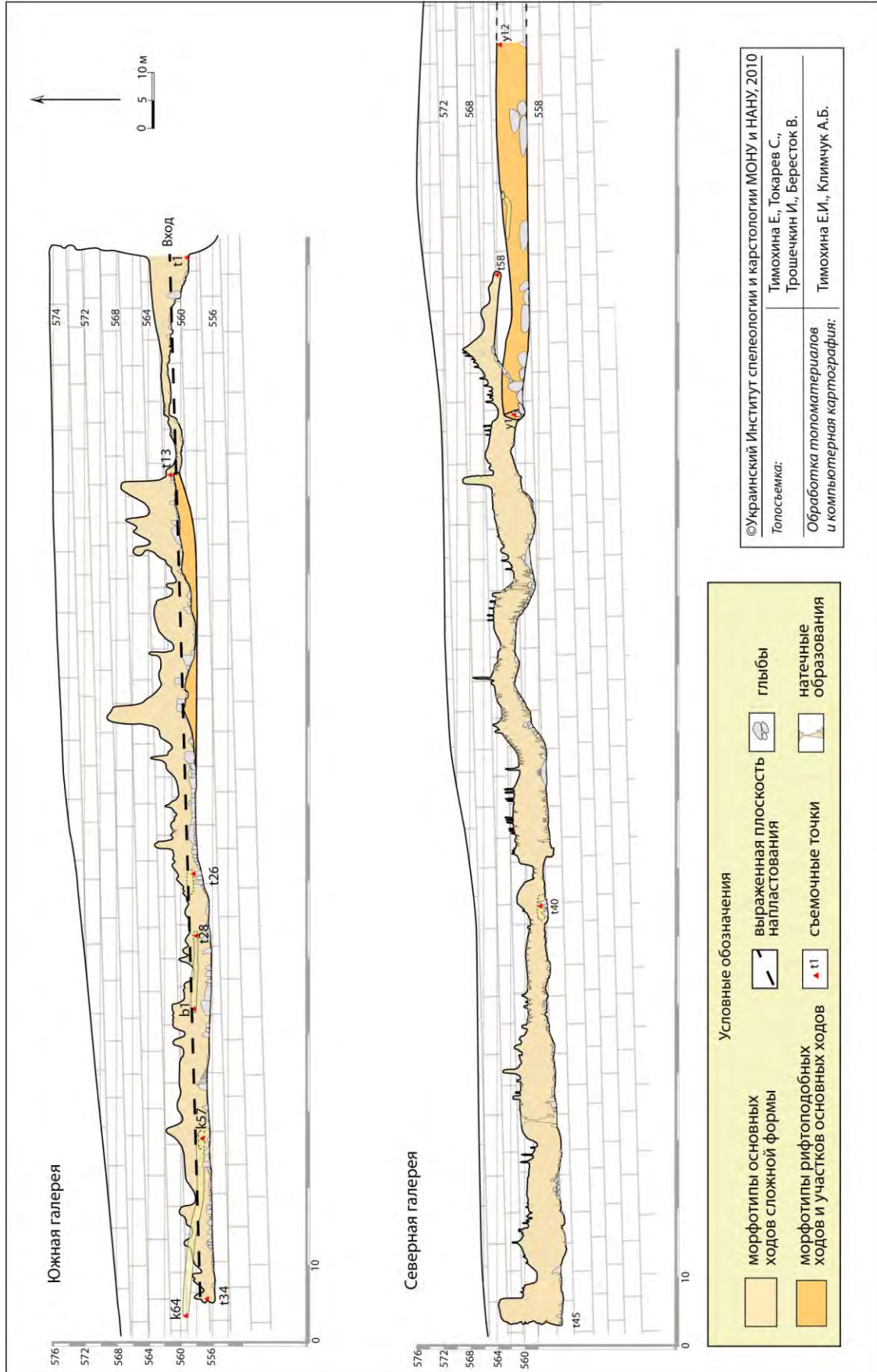
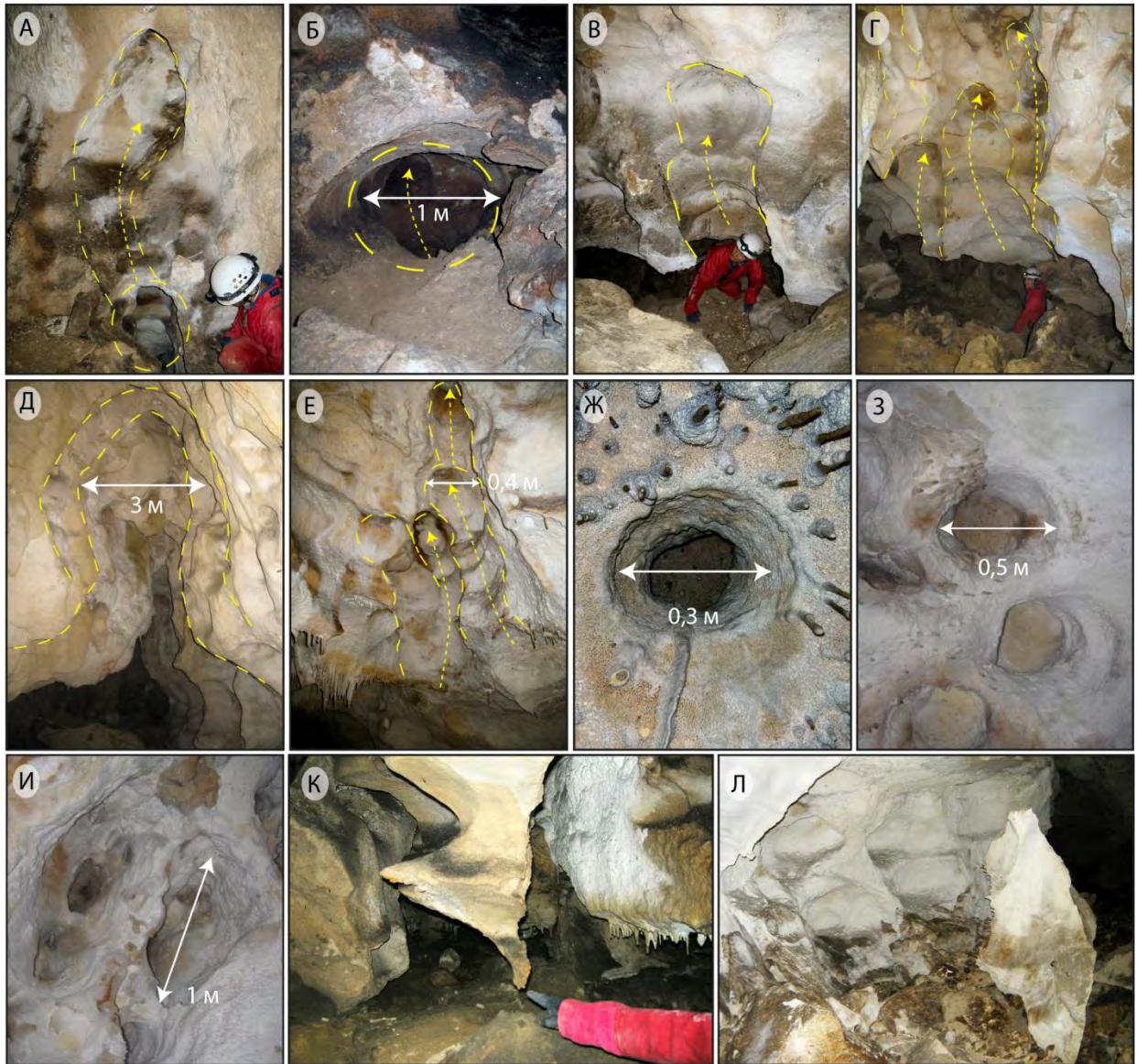
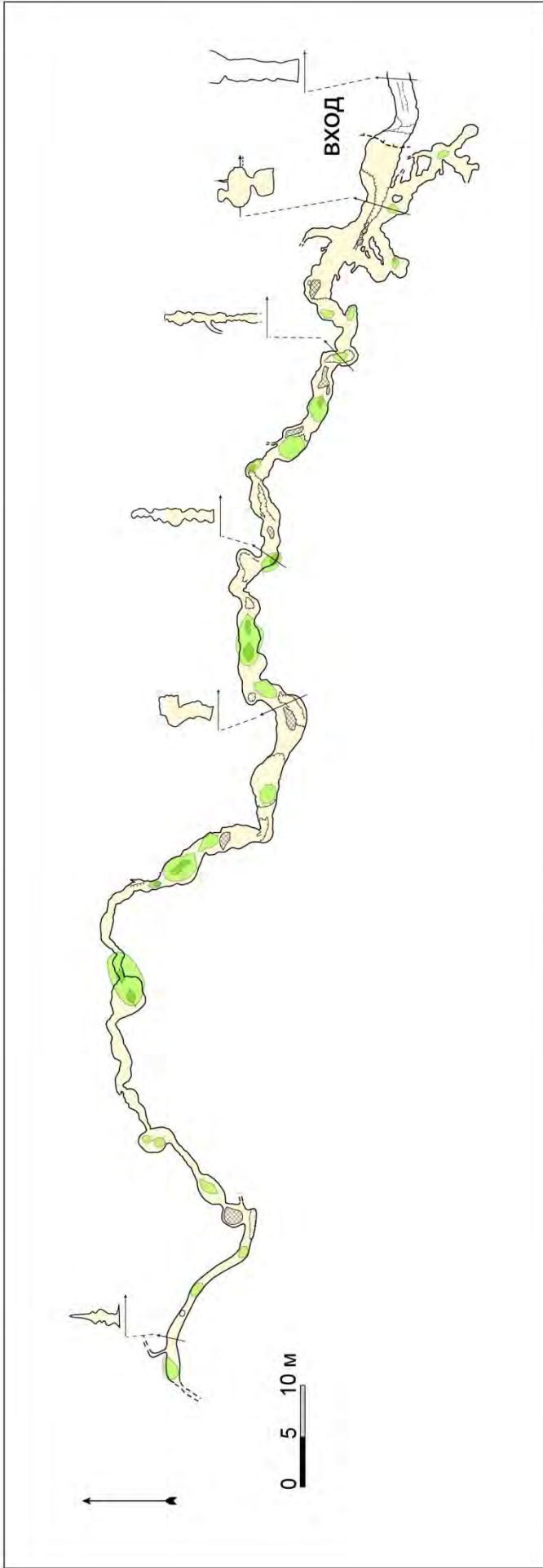


Рисунок Б.2 - Разрезы пещеры Таврская 225-1



Условные обозначения: А, Б - каналы восходящего питания гипогенных полостей; В, Г – округлые стенные ниши, расположенные друг над другом; Д, Е - восходящие стенные каналы; Ж, З - округлые вертикальные каналы в своде; И – щелевидные вертикальные каналы в своде; К – сохранившиеся и Л - обрушившиеся скальные «подвески» - изолированные скульптурные выступы породы между потолочными формами (куполами, каналами). Пунктиром показаны контуры структурных элементов, стрелками – направление растворяющего действия восходящих токов конвективных ячеек.

Рисунок Б.3 - Формы-индикаторы гипогенного происхождения пещеры Таврской (фото автора и из архива УИСК)



Условные обозначения




- | | | | |
|---|---|--|----------------------------|
|  | граница вскрытой и невскрытой частей пещеры |  | простые купола в потолке |
|  | конуры полости по средней части сечений |  | сложные (составные) купола |
|  | уступы (обрывы) в полу |  | глыбы |
|  | колодцы | | |

Рисунок Б.4 - План и сечения пещеры Змеяная 376-1 [130]

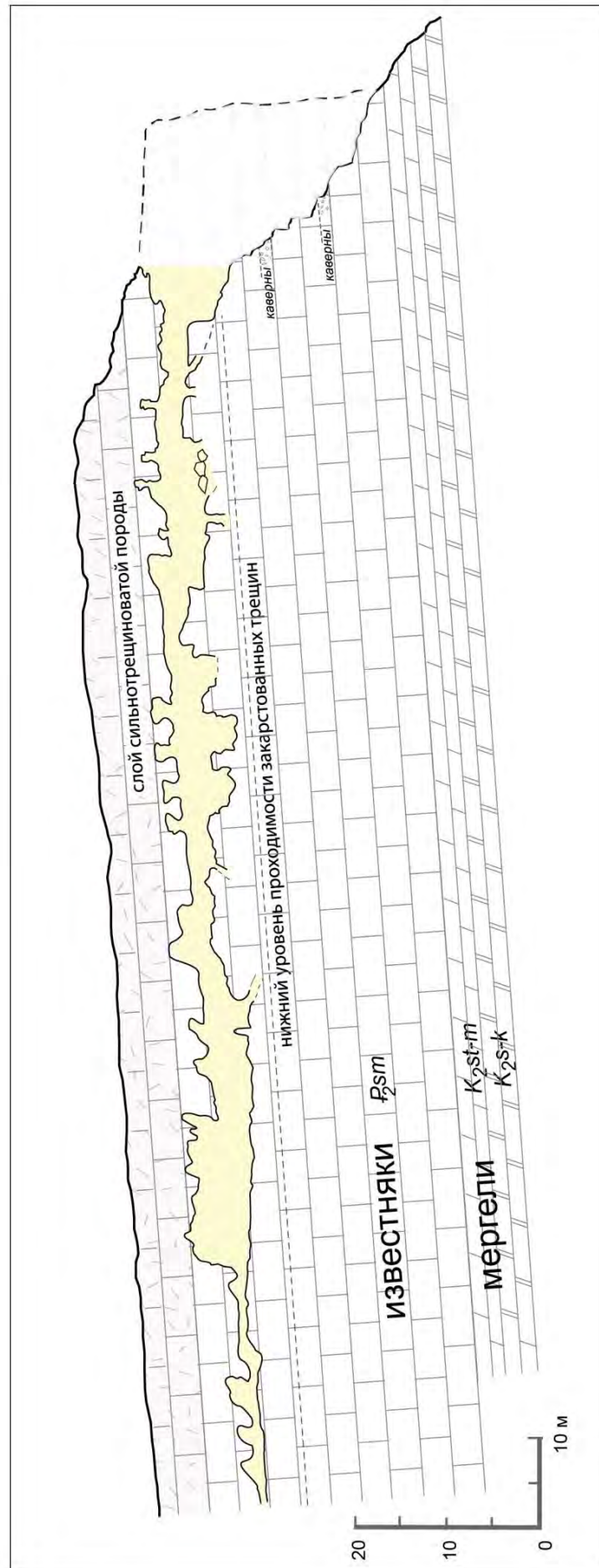


Рисунок Б.5 - Разрез пещеры Змеина 376-1 [130]



Рисунок Б.6 - Формы-индикаторы гипогенного происхождения пещеры Змеиная: форма сечений: А – на входе, Б и В – внутри пещеры; купола: Г, Д, Ж; точечные фидеры: Е, З, И – питающие каналы в полу хода основного яруса (фото автора и из архива УИСК)

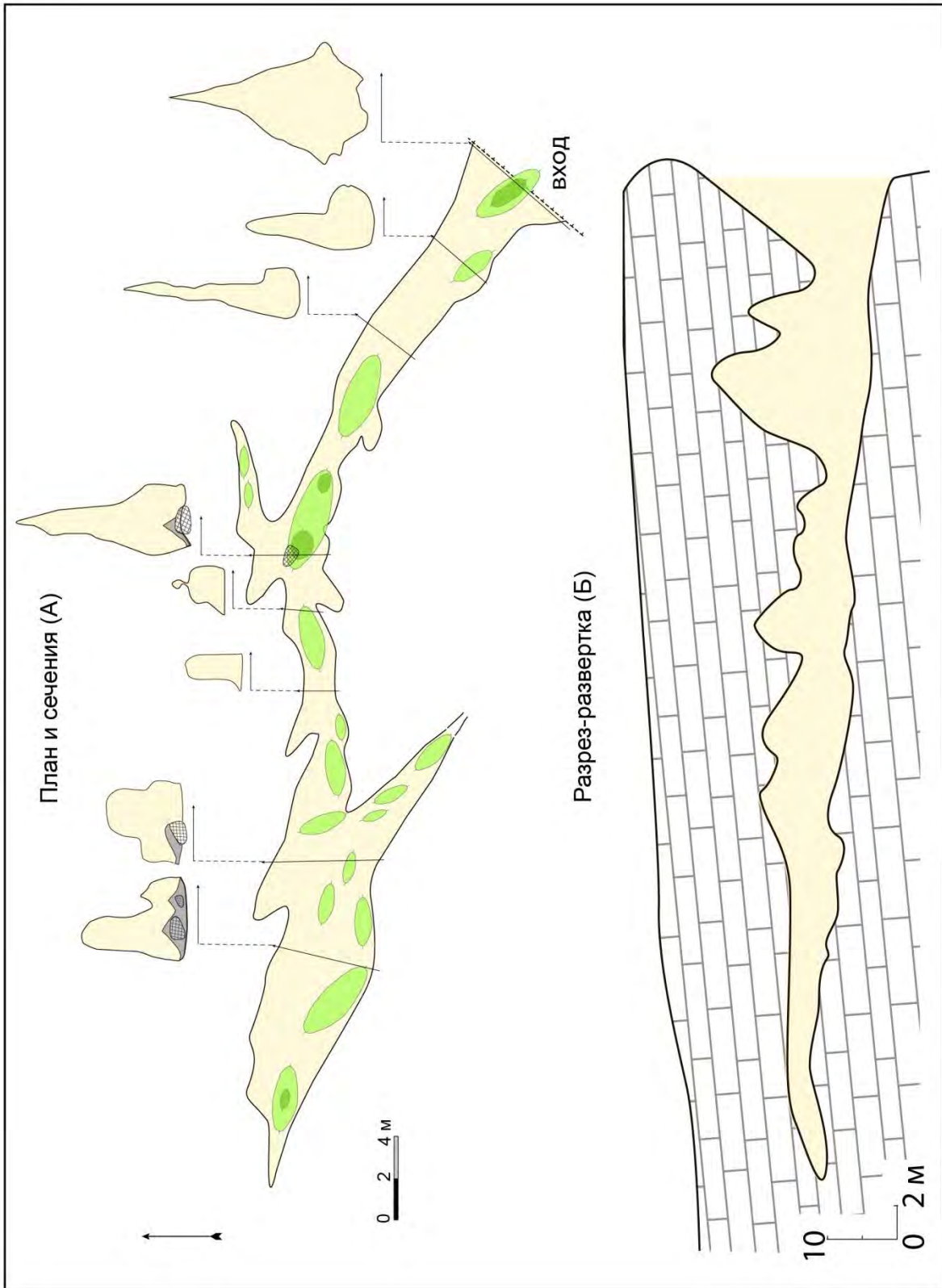


Рисунок Б.7 - План и разрез пещеры Беш-Кош-3 (Легучих мышей) 271-1 (по [59] с уточнениями автора)

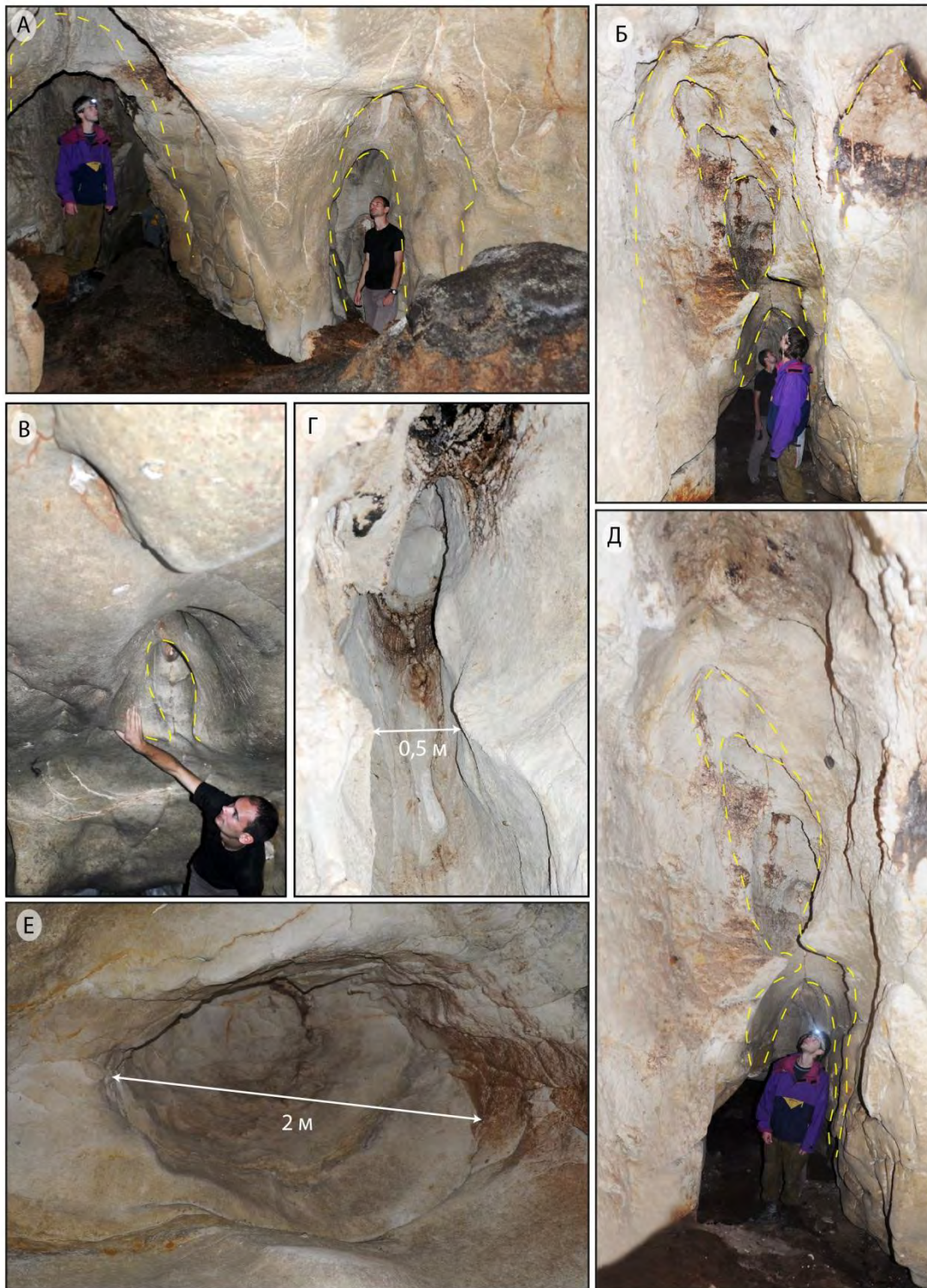


Рисунок Б.8 - Формы-индикаторы гипогенного происхождения пещеры Беш-Кош-3: стенные каналы и сложные купола (А, Б, Д); потолочные купола (В, Г, Е) (фото автора)

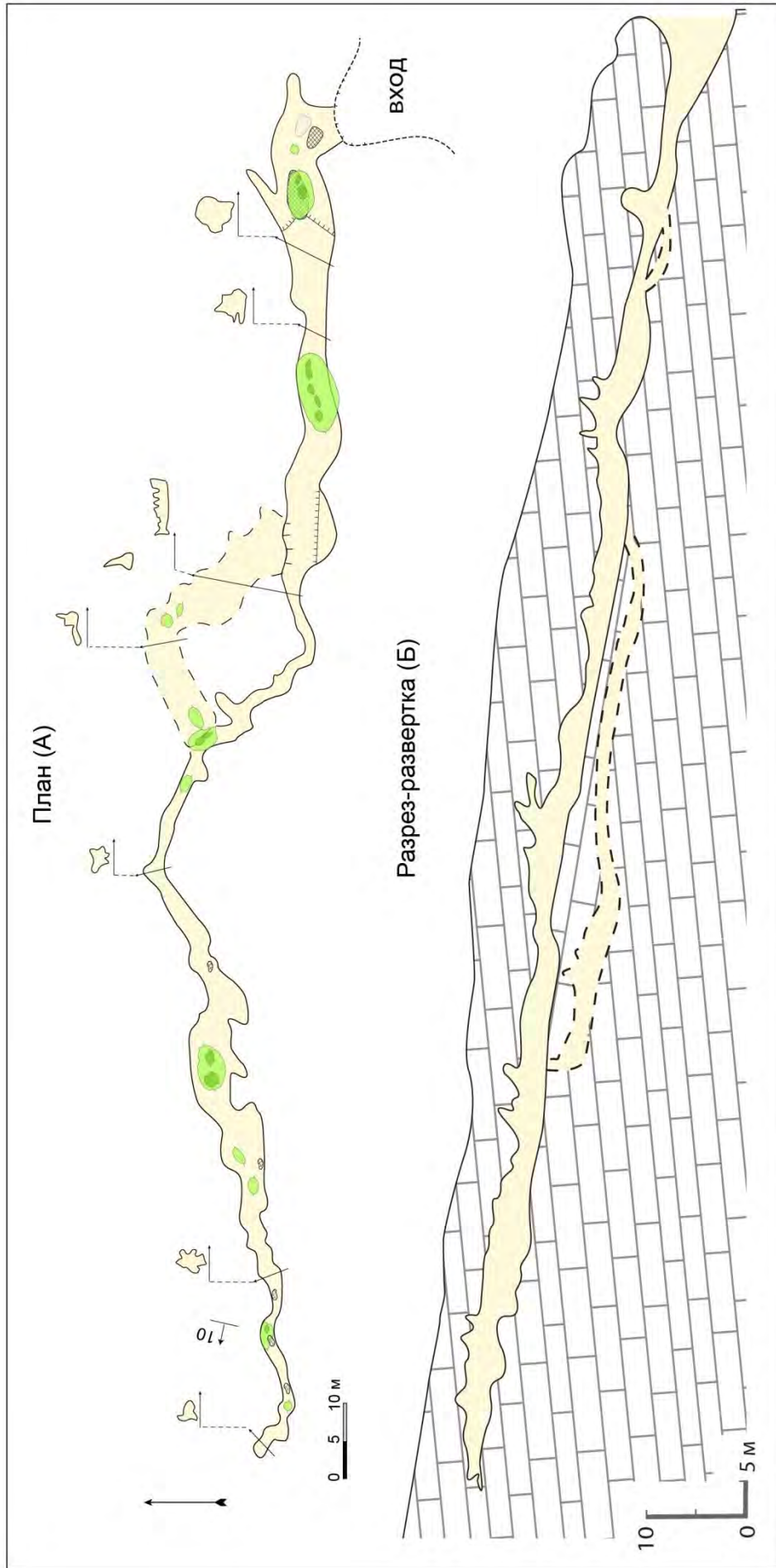


Рисунок Б.9 - План и разрез пещеры Мангульская-1 174-1 (по [78] с уточнениями автора)



Рисунок Б.10 - Формы-индикаторы гипогенного происхождения пещеры Мангупская-1: форма сечения (А, Б); потолочные купола (В-Д, Ж); участки губчатой кавернозности (Е, З); боковые ниши (И) (фото автора)

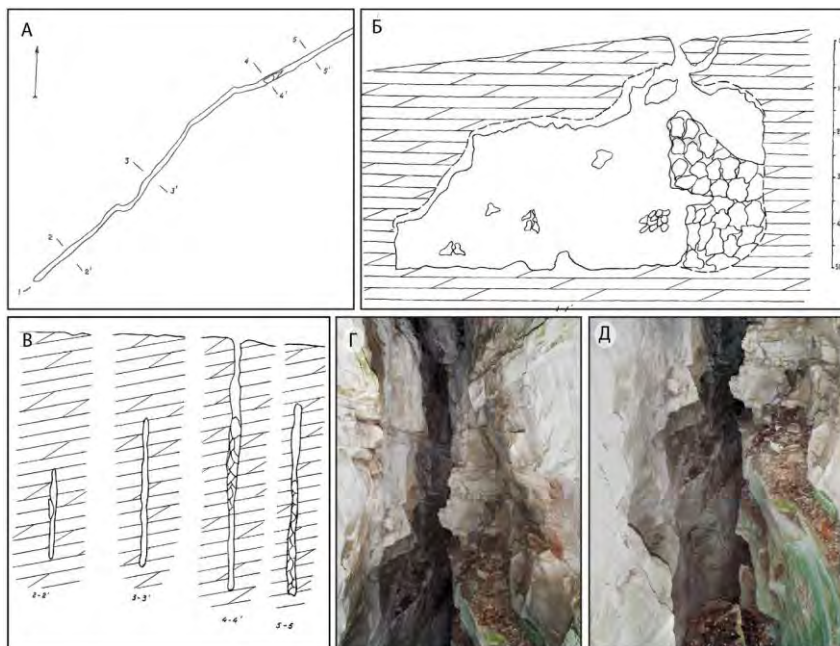


Рисунок Б.11 - Пещера Душевского 235-1: А – план [4], Б – разрез [4], В – сечения, Г, Д – фото морфологии основного хода (фото из архива УИСК)

ПРИЛОЖЕНИЕ В
УСЛОВИЯ И ФАКТОРЫ РАЗВИТИЯ КАРСТА ВНУТРЕННЕЙ ГРЯДЫ
ГОРНОГО КРЫМА

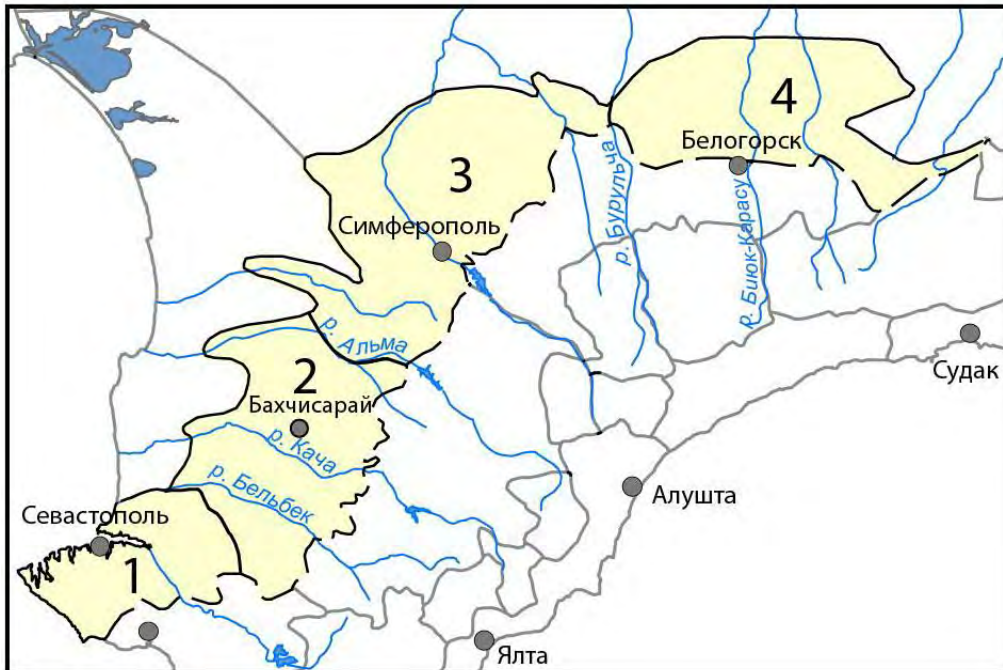


Рисунок В.1 - Районирование карста Предгорно-Крымской карстовой области. Карстовые районы: 1 - Севастопольский, 2 – Бахчисарайский, 3 – Симферопольский, 4 – Белогорский (выполнено автором по [25])

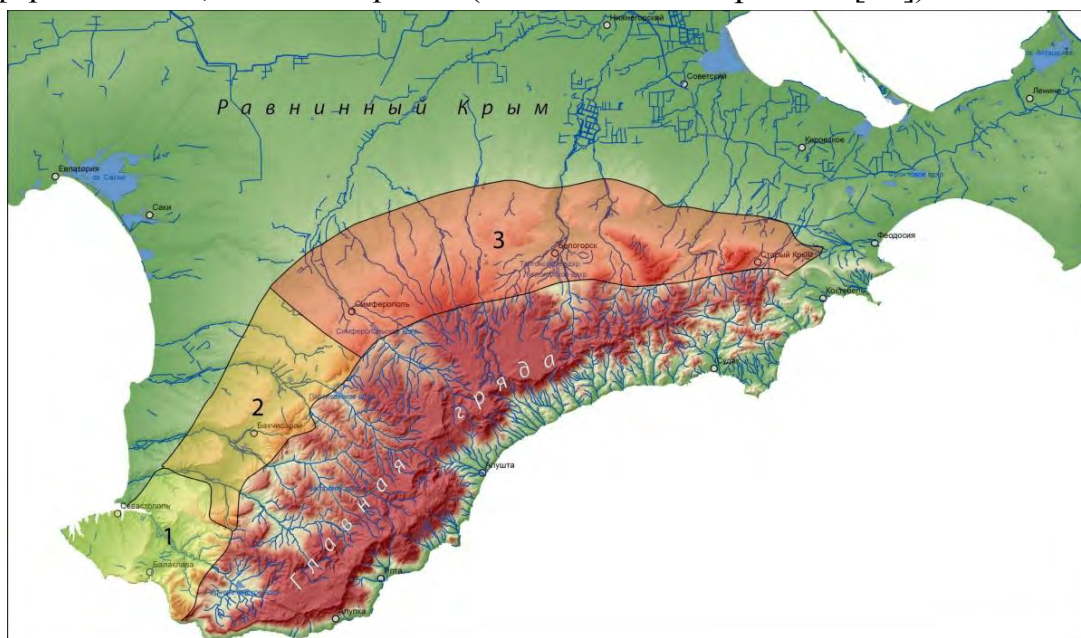
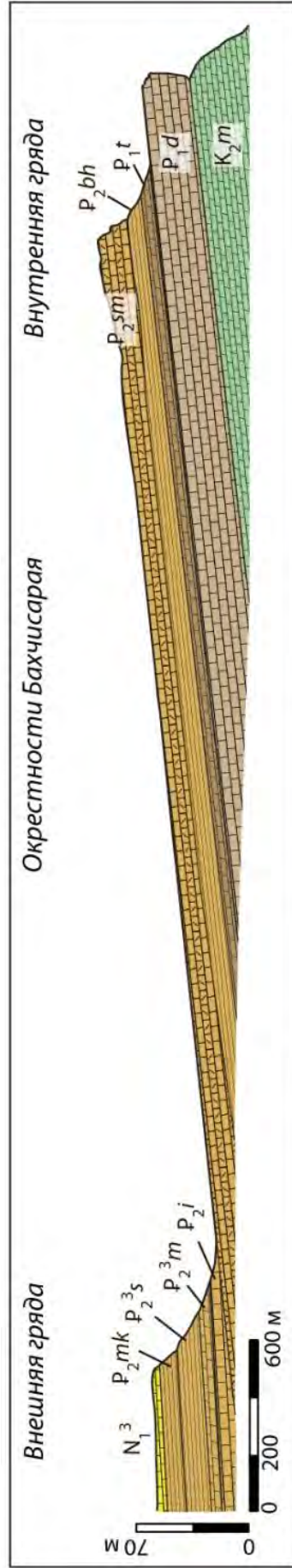
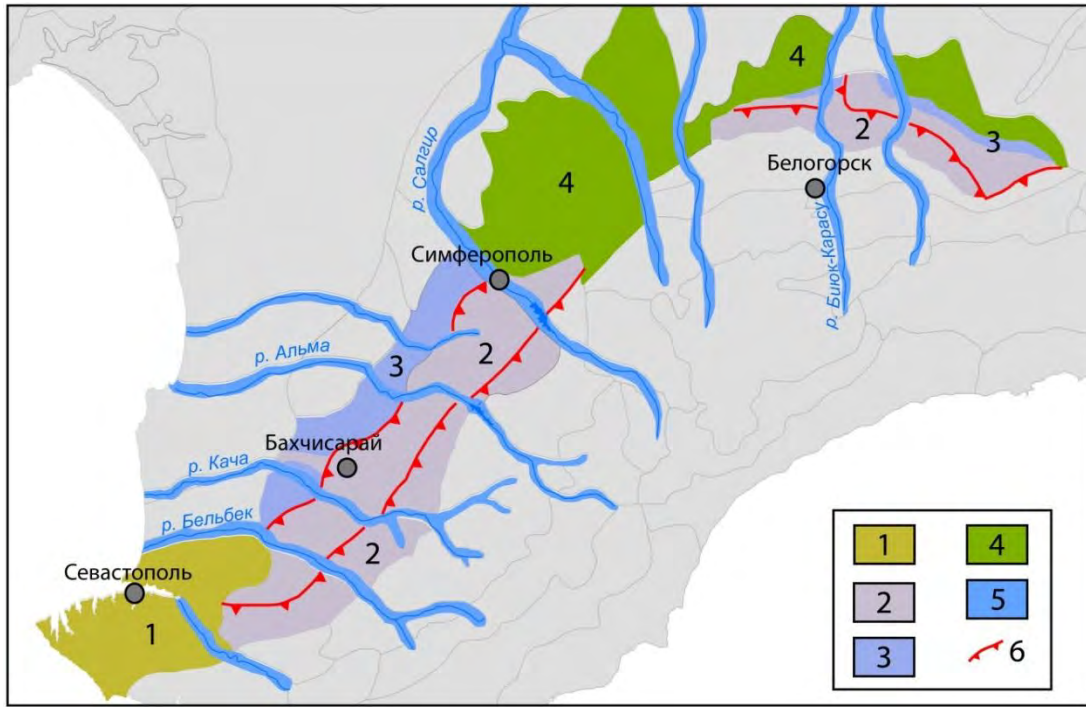


Рисунок В.2 - Климатическое районирование Предгорного Крыма: 1 – Западный предгорный (Гераклейский) район; 2 – Юго-Западный предгорный район; 3 – Восточный предгорный район (выполнено автором по [14])



K_2m - мергеля маастрихта,верху песчанистые; P_1d - известняки дата; P_1t - мергели танета; P_2bh - глины известковистые бахчисарайского яруса с прослоями глинистых известняков и мергелей; P_2sm - нуммулитовые известняки симферопольского яруса; P_2j - мелоподобные известняки низов верхнего эоцена; P_2m - верхнеэоценовые глинистые мергели и глины; P_2s - верхнеэоценовые зеленоватые глины; P_2mk - олигоценовые глины и пески; N_1^3 - известняки сармата.

Рисунок В.3 - Геологический разрез Внешней и Внутренней гряд (по [42])



Условные обозначения: 1 – холмистые равнины на неогеновых известняках и мергелях; 2 – моноклиально-глыбовые низкогорья на верхнемеловых и палеогеновых известняках и мергелях; 3 – моноклиально-глыбовые низкогорья на неогеновых известняках; 4 – полого-волнистые наклонные равнины на палеогеновых и неогеновых известняках, песчаниках, глинах; 5 – террасированные речные долины; 6 – уступ куэст.

Рисунок В.4 - Морфоструктуры района исследования (выполнено автором по [22])

Таблица В.5 - Данные по минеральным и термальным водопроявлениям в Предгорном Крыму (составлено автором по [2; 3; 45; 203]; собственным изысканиям)

№ на рис. 3.5	Название водопункта	Местоположение водопункта	Возраст водовмещающих пород	Глубина водоносного горизонта, м	Дебит, л/сек	Компоненты	Т, °С	Минерализация, г/л
1	Скважина	с.Верхнесадовое, Бахчисарайский р-н	известняки, P_{1d}	450	0,4	H ₂ S	25,7	0,384
2	источник Черные воды (Аджи-Су); скважина	с. Поляна, Бахчисарайский р-н	-	136	-	H ₂ S, CH ₄ , N ₂ , Ar, Kr, Xe, Ne, He	-	4
3	Скважина	с. Новоульяновка, Бахчисарайский р-н	-	400	-	Cl, Na, I, Br	-	5,43

Продолжение Таблицы В.5

4	Скважина	окрестности с. Куйбышево, Бахчисарайский р-н	-	-	-	H ₂ S	-	-
5	Восходящий источник Бурун-Кая (Обручевский)	окрестности с. Баштановка, Бахчисарайский р-н	мергели известковис- тые, K ₂	-	10- 12	Fe, Br, B	12	-
6	Несколько скважин	с. Белоглинка, Симферопольский р-н	-	306- 357	3- 3,5	As, F, N ₂ , He	24	2,6
7	Восходящий источник	с. Белое, Симферопольский р-н	-	-	-	-	12,4	0,957
8	Скважина	с. Каменка	-	-	-	H ₂ S	-	-
9	Скважина	с. Новоандреевка, Симферопольский р-н	мазанская свита, K _{1h} – K _{1bm}	745	-	Br, I	22,7	1,009
10	Скважина	с. Русаковка, Белогорский р-н	-	-	0,0 2	-	13,40	0,532
11	Скважина	с. Васильевка, Белогорский р-н	известняк, P ₁ -P ₂	332	12, 1	H ₂ S, Ti, Sr, Zr	27,7 / 20,9	2,81 / 0,545
12	Источник Катырша- Сарай	с. Лечебное - с. Богатое, Белогорский р-н	известняк, P ₁ -P ₂	-	0,3	Li, Br ₂ , B	-	7
13	Источник Су- Баши	с. Приветное, Кировский р-н	-	-	-	-	16,7	0,407
14	Скважина	с. Бабенково, Белогорский р-н	известняки, J ₃	69,8	4-7	N ₂ , CH ₄	38	-
15	Скважина 970	с. Первомайское, Кировский р-н	палеоцен	70- 91	-	H ₂ S	-	1,8
16	Восходящий источник Акмелез	с. Ключевое, Кировский р-н	доломитизи- рованные известняки, P ₁	-	9,4	-	-	-

ПРИЛОЖЕНИЕ Г

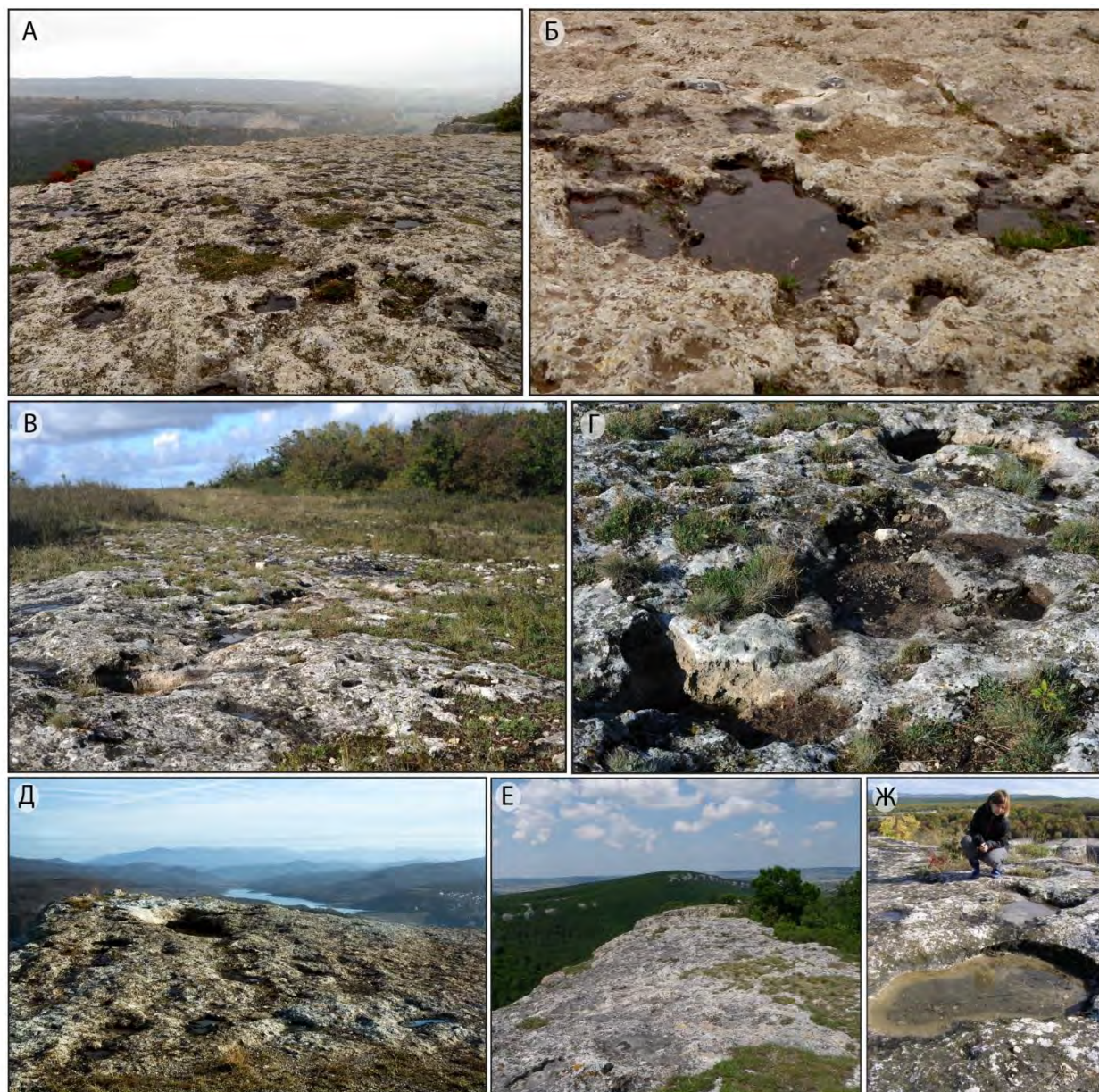
КАРСТОПРОЯВЛЕНИЯ В ОБРЫВАХ И ПРИБРОВОЧНЫХ УЧАСТКАХ
КУЭСТ

Рисунок Г.1 – Карры и карровые поля на прибровочных участках куэст: А, Б – в палеоценовых известняках массива Качи-Кальон; В, Г – в палеоценовых известняках массива Чардкалы; Д – в эоценовых известняках в районе с. Приятное Свидание; Е – в палеоценовых известняках массива Челтер-Коба; Ж – в эоценовых известняках в районе с. Красный Мак (фото автора и из архива УИСК).

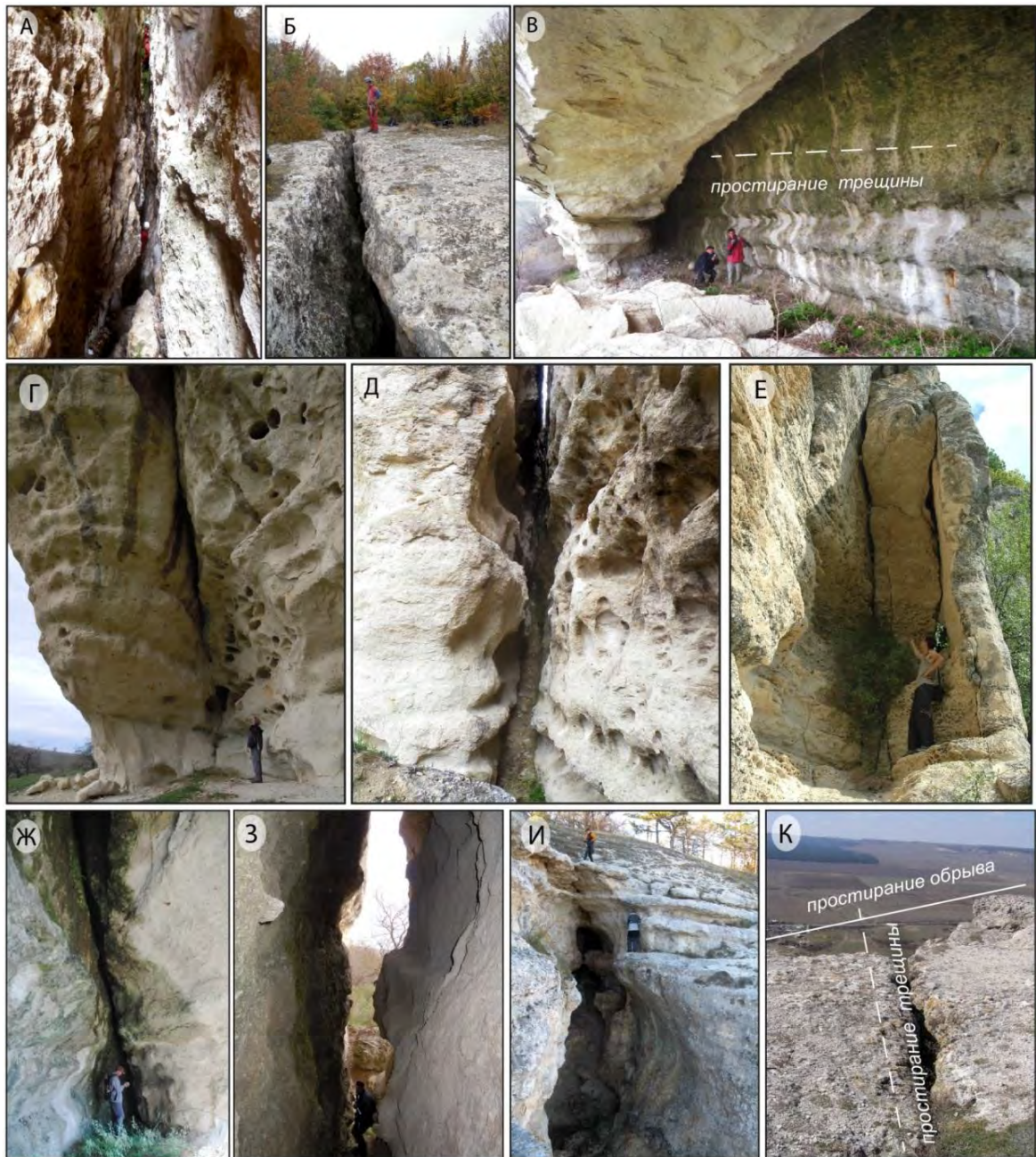


Рисунок Г.2 - Морфология и современное положение в рельефе вертикальных трещинно-карстовых каналов на различных участках Внутренней гряды: А, Б, Е - в палеоценовых известняках, В-Д, Ж-К - в эоценовых известняках. А, Б – массив Качи-Кальон; В, Г, Д - окрестности с. Белокаменное; Е – междуречье Бельбек – Кача; Ж, З - окрестности с. Малиновка; И - массив Батарей, вход в пещеру Змеиная; К – массив Ак-Кая (фото автора и из архива УИСК).

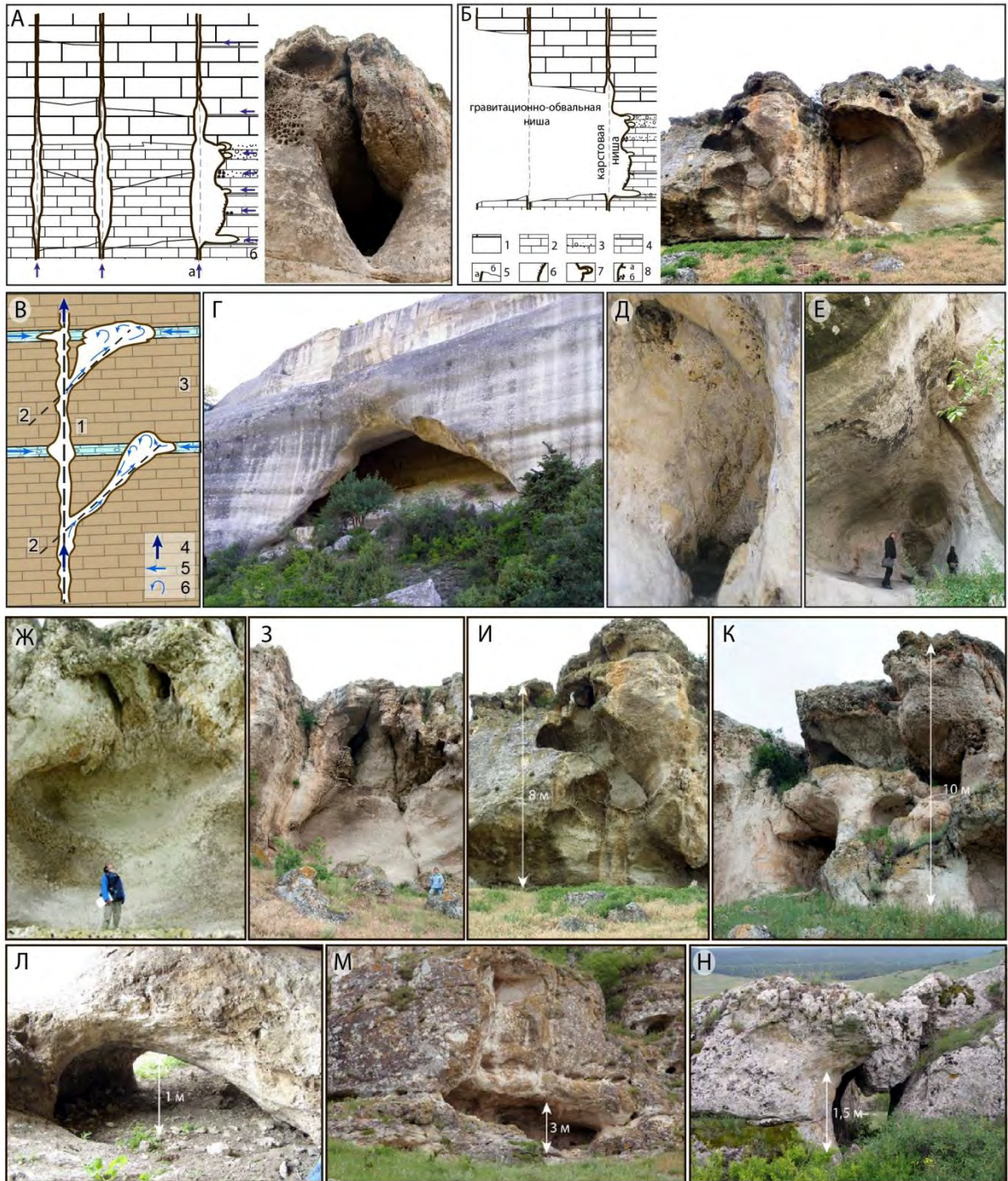


Рисунок Г.3 - Реликтовые полостные формы Внутренней гряды: концептуальные модели формирования (А, В [189]) и вскрытия (Б [188]), а также и примеры изометричных (Д-К) и стратиформных камер (Л-Н). Условные обозначения к А и Б см. в подписи к рис. 4.1. Условные обозначения к В: 1 - субвертикальные трещины отрыва, параллельные плоскости сквозформационного нарушения; 2 - боковые оперяющие трещины отрыва; 3 - слои повышенной проницаемости матрицы; 4 - восходящий поток трещинно-жильных вод; 5 - латеральный поток порово-пластовых вод; 6 - свободно-конвективная циркуляция. Фото автора и из архива УИСК.

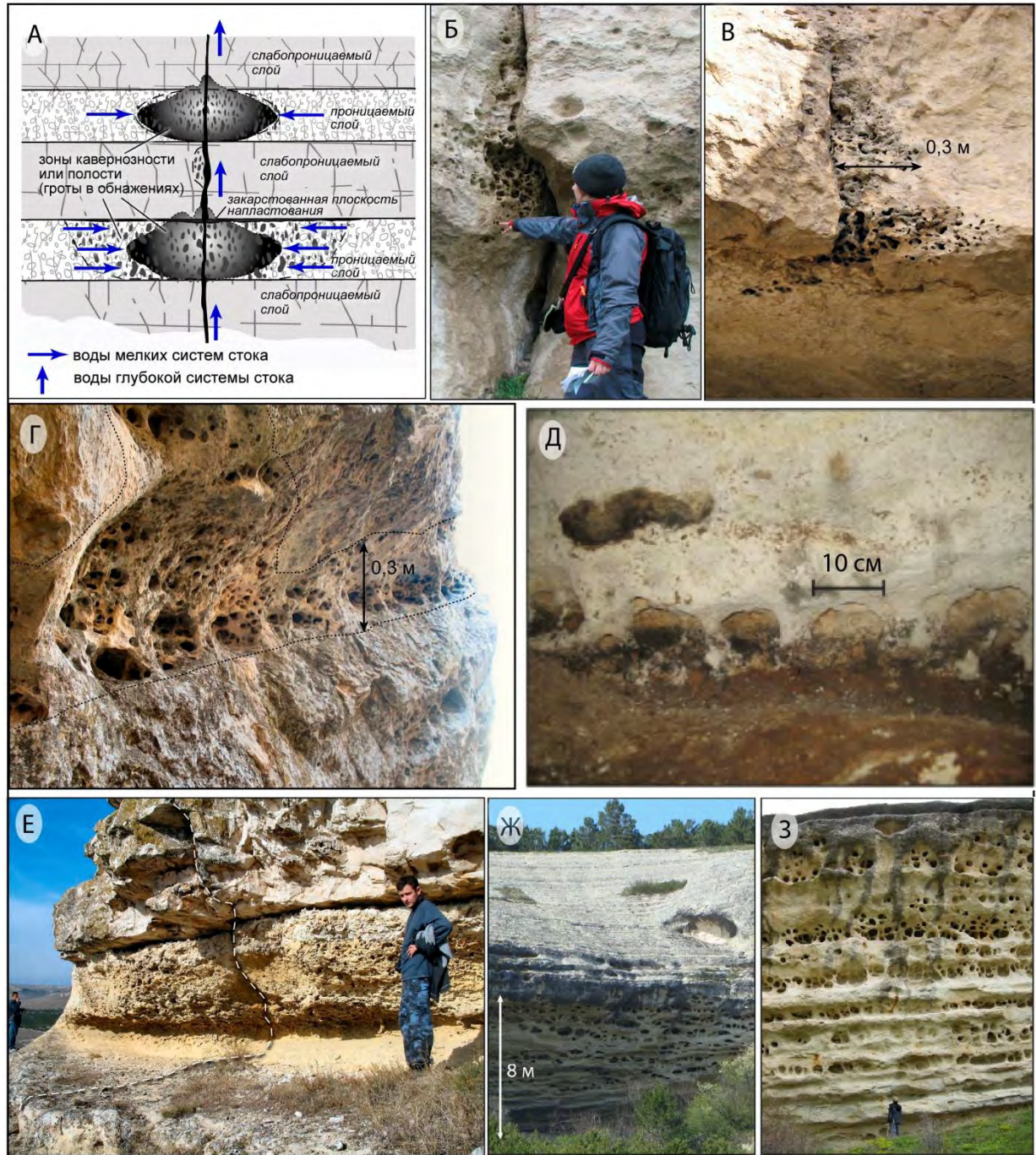


Рисунок Г.4 – Концептуальная модель формирования кавернзности (А) [257] и примеры: Б, В – в палеоценовых известняках, Г-З – в эоценовых известняках. Б, В – кавернзная кайма закарстованных трещин; Г, Е – зоны мелкой кавернзности по слоям; Д – крупные каверны пещеры Змеиной; Ж – крупные каверны массива Бакла; З – крупные каверны окрестностей с. Белокаменное (фото автора и из архива УИСК).

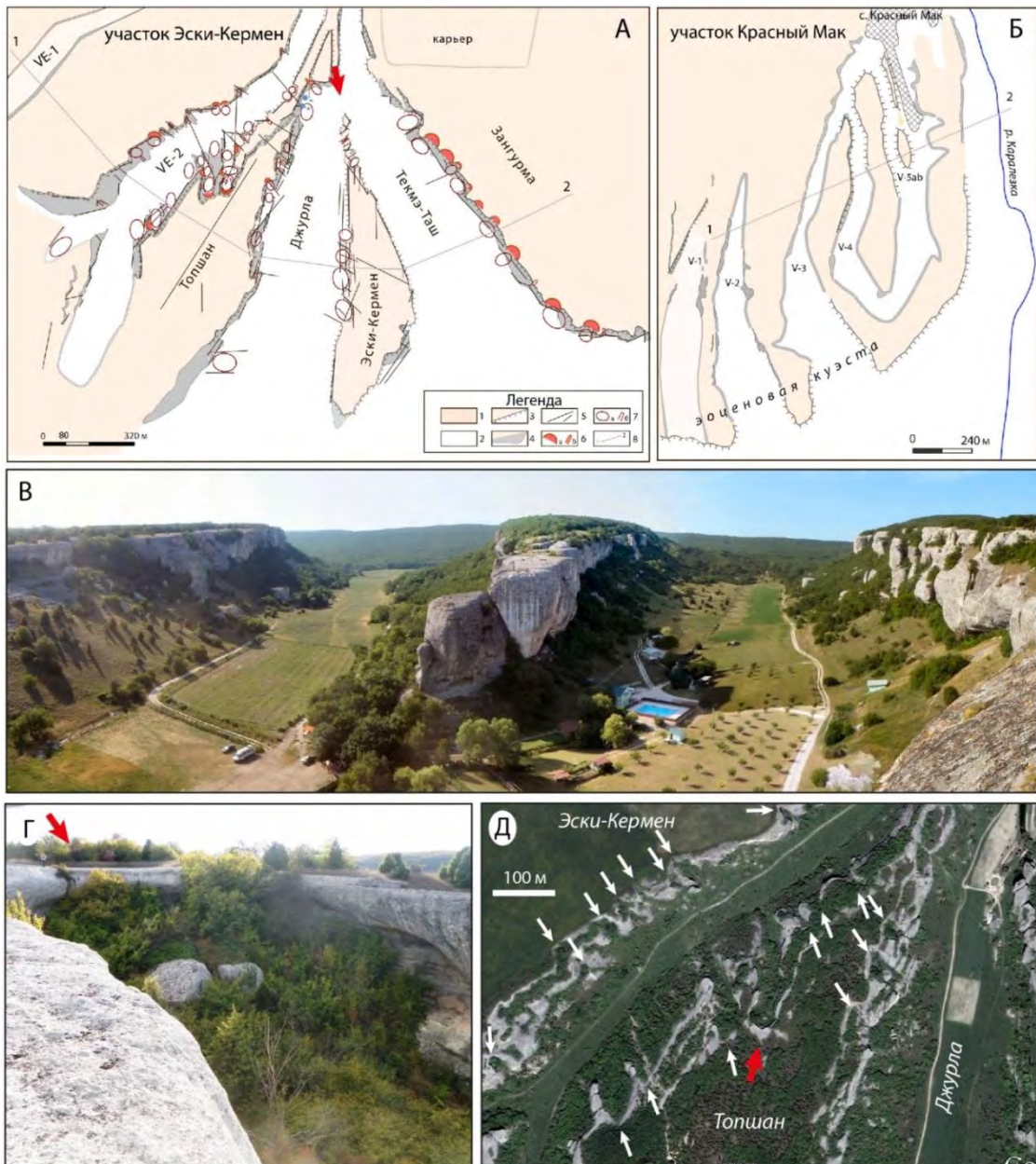


Рисунок Г.5 - Примеры кулуаров и останцов в обрывах Внутренней гряды на участке Эски-Кермен – Красный Мак. Источник: А, Б – [188]; В, Г – фото автора и из архива УИСК; Д – космоснимок (GeoEye).

А и Б – схемы участков; В – вид сближенных долин Текмэ-Таш (слева) и Джурла (справа); Г – слепая мешкообразная долина (обозначена красной стрелкой на Д); Д – космоснимок Digital Globe, на котором белыми стрелками показаны замыкания верховий слепых долин и прибровочных кулуаров. Условные обозначения к А: 1 - известняки симферопольского регионаруса эоцена, 2 - глинисто-мергелистые отложения нижнего эоцена в днищах долин и у подножий куэсты; 3 - бровки обрывов; 4 - наклонные основания склонов; 5 - крупные трещины; 6 - гроты; 7 - реконструкция полостей-камер; 8 - линии разрезов.

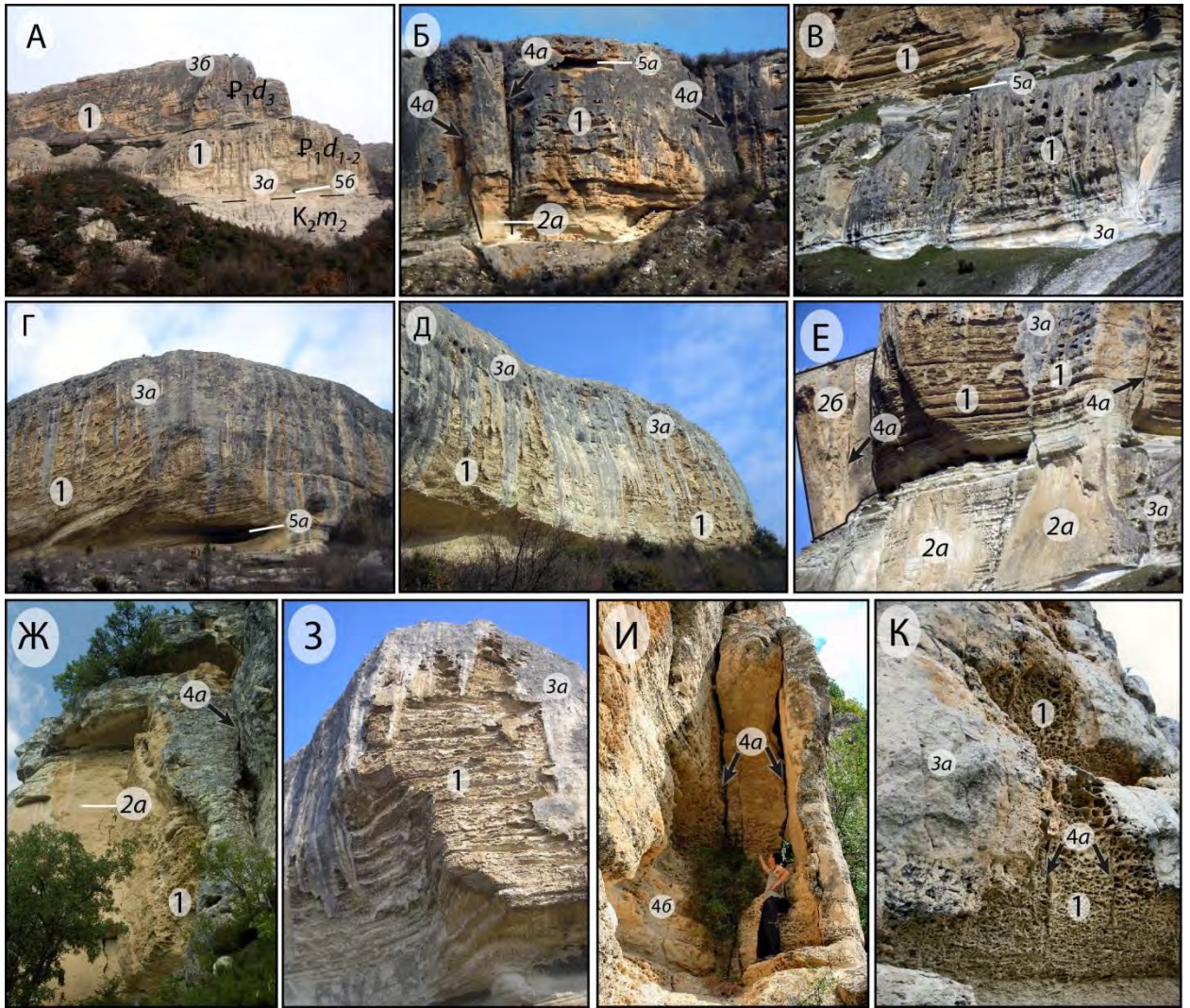


Рисунок Г.6 - Карстопроявления нижнего и среднего дата на участке междуречья Бельбек – Кача (фото автора и из архива УИСК).

Экспонированные поверхности трещинно-карстовых каналов в обрывах: 1 - гипогенно-закарстованные, с различной скульптурной морфологией и формами полостной каймы; 2 - незакарстованные, по трещинам отрыва и скола: 2а - без минерализации (свежие поверхности); 2б - с минерализацией; 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; 5 – гроты и ниши: 5а - реликты стратиформных расширений рифтов; 5б - реликты локализованных расширений рифтов.

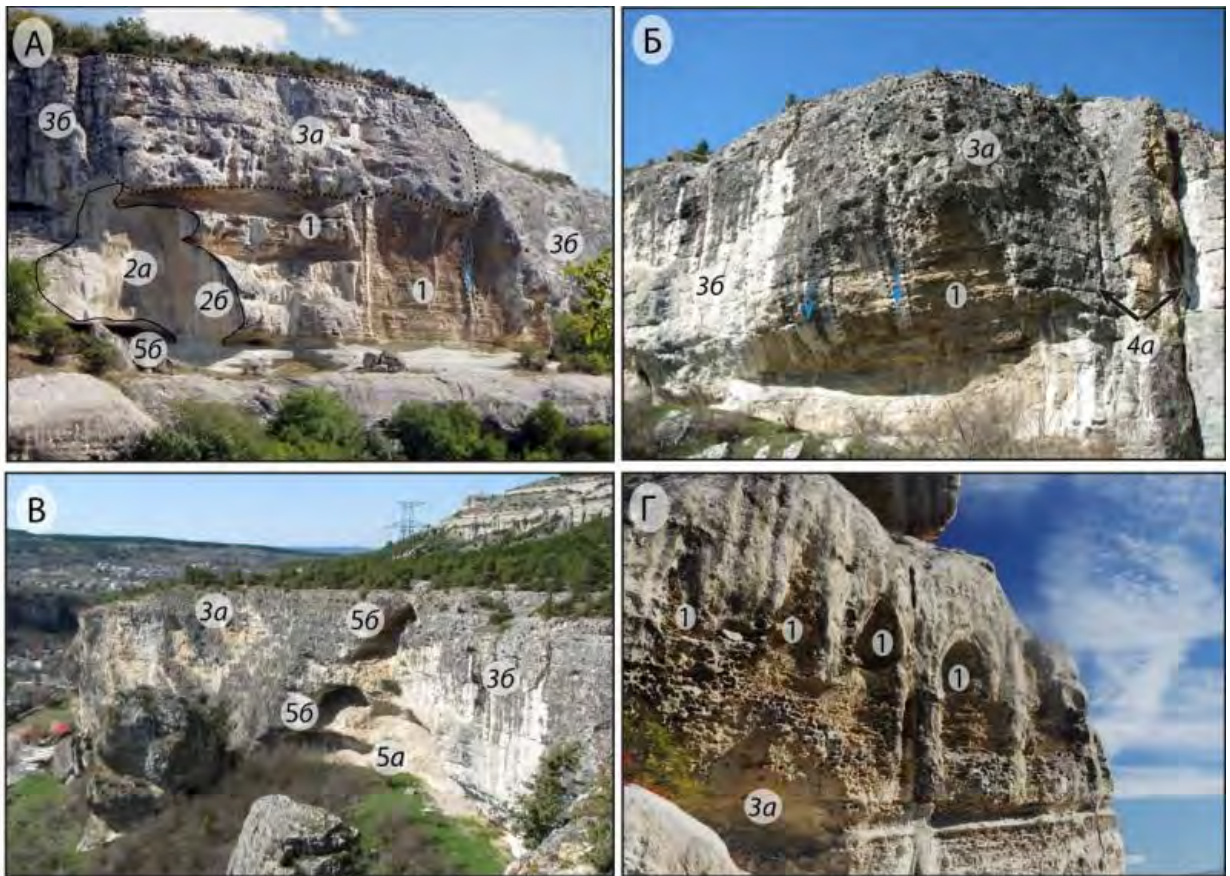


Рисунок Г.7 - Морфология карстопоявлений в обрывистых склонах палеоценовых известняков участка долины р. Чурук-Су (фото автора и из архива УИСК): А – обрывы плато Бурунчак (массив Чуфут-Кале); Б, В – куэста над с. Староселье; Г- массив Беш-Кош. Условные обозначения см. в подписи к рисунку Г.6.

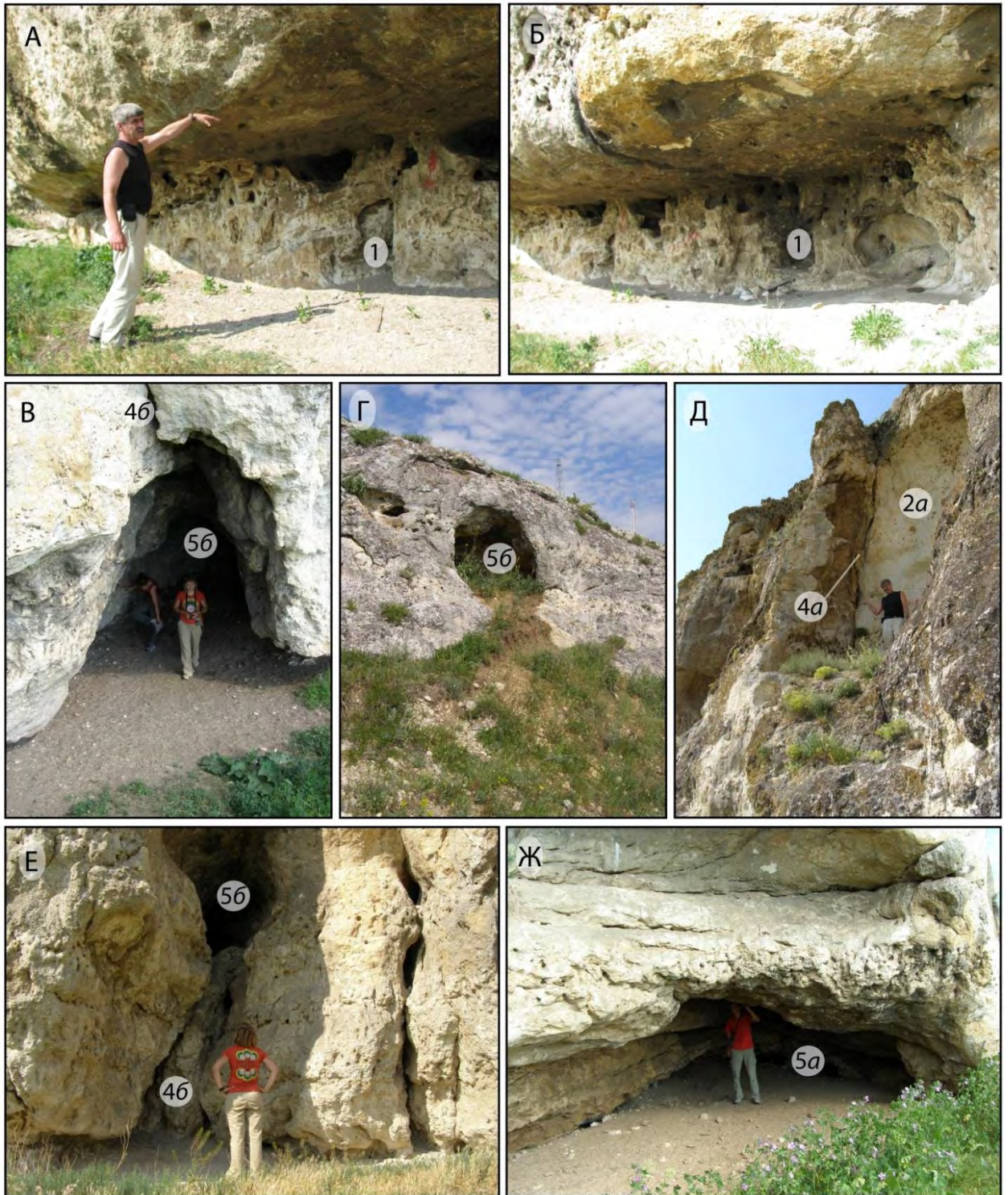


Рисунок Г.8 - Морфоскульптурный комплекс гипогенного карста в долине р. Бурульча. Условные обозначения см. в подписи к рисунку Г.6 (фото автора и из архива УИСК)

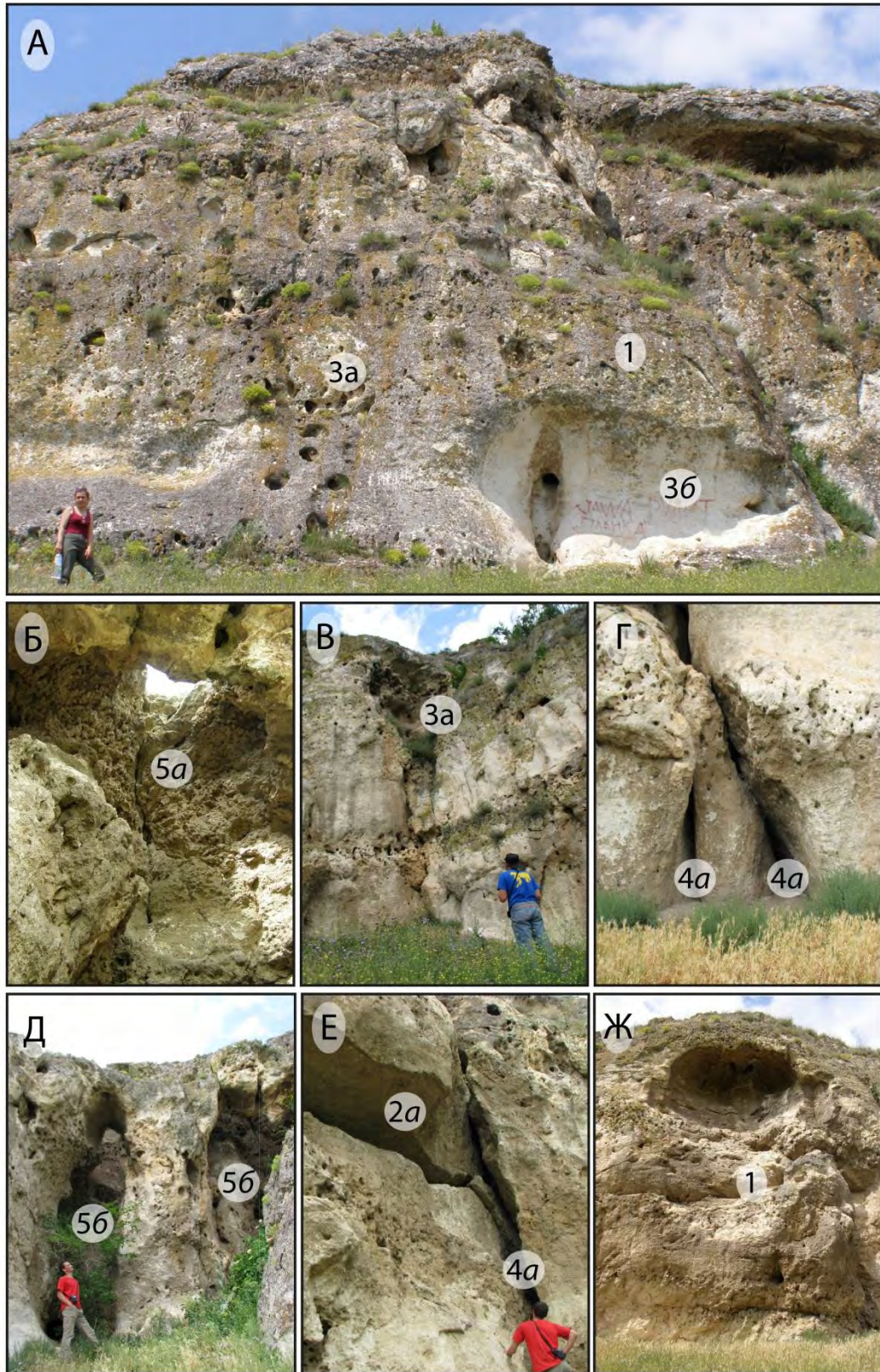


Рисунок Г.9 - Морфоскульптурный комплекс гипогенного карста в долине р. Зуя. Условные обозначения см. в подписи к рисунку Г.6 (фото автора и из архива УИСК)

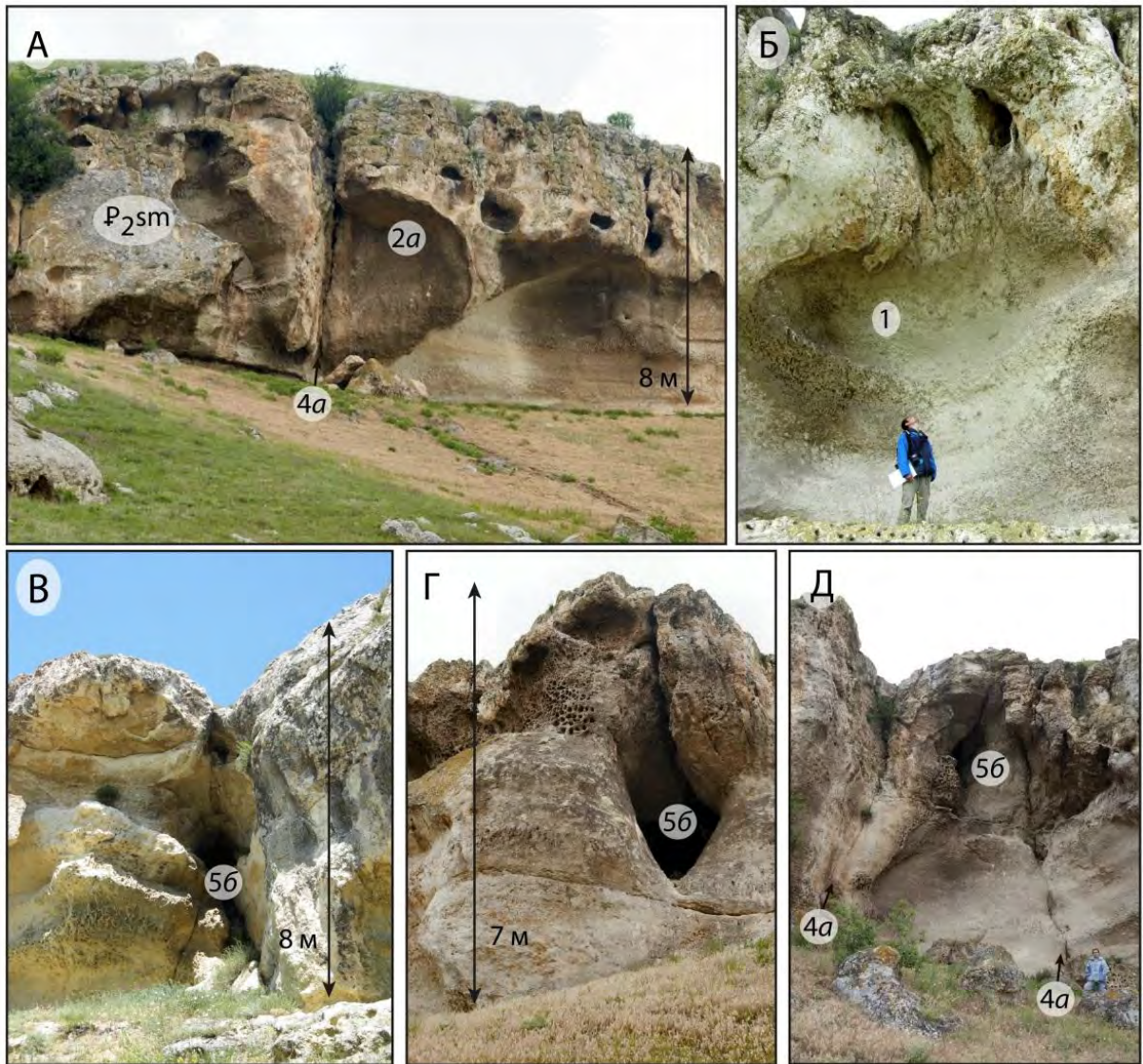


Рисунок Г.10 - Морфология гипогенных карстопроявлений на участке Сарак-Кая. Условные обозначения см. на рисунке Г.6 (фото автора и из архива УИСК)

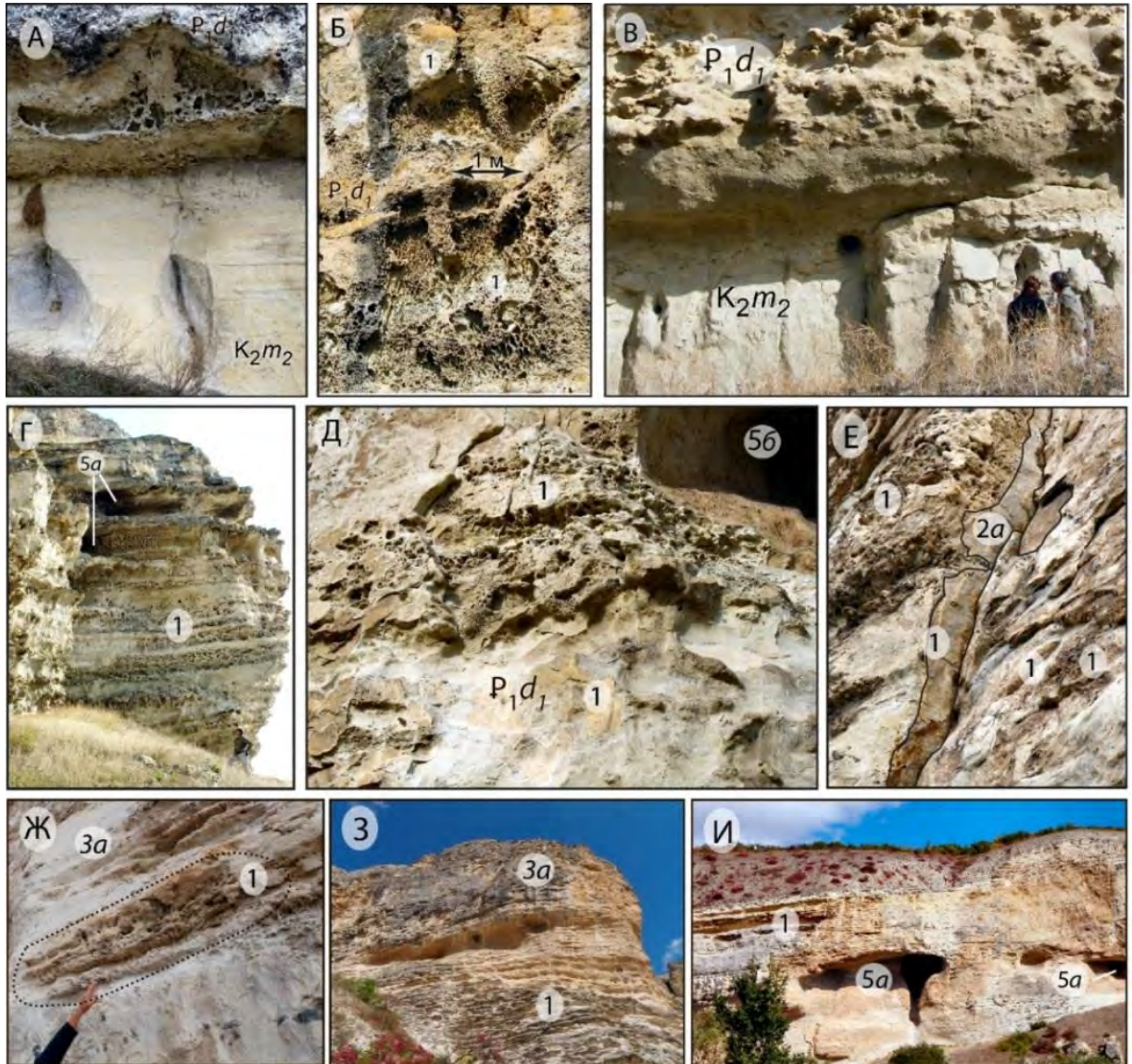


Рисунок Г.11 - Карстопроявления массивов Айлянма (А-В) и Бор-Кая (Г-И). Условные обозначения см. к подписи на рисунке Г.6 (фото автора и из архива УИСК)

ПРИЛОЖЕНИЕ Д
РОЗЫ-ДИАГРАММЫ ТРЕЩИНОВАТОСТИ

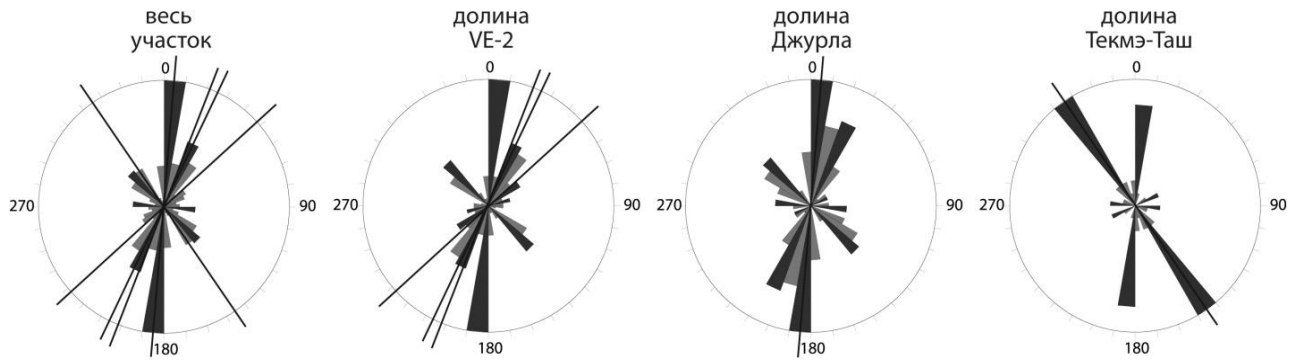
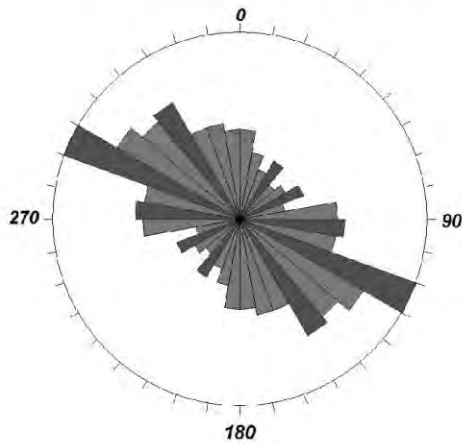


Рисунок Д.1 - Розы-диаграммы трещиноватости участка Эски-Кермен.
Линиями показаны простирания прямолинейных участков долин.



Рисунок Д.2 - Розы-диаграммы трещиноватости участка междуречья
Бельбек - Кача

Отрезок палеоценовой куэсты
в долине р. Чурук-Су



Отрезок эоценовой куэсты
в долине р. Чурук-Су

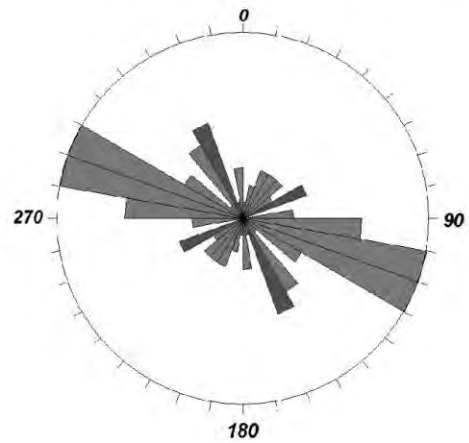
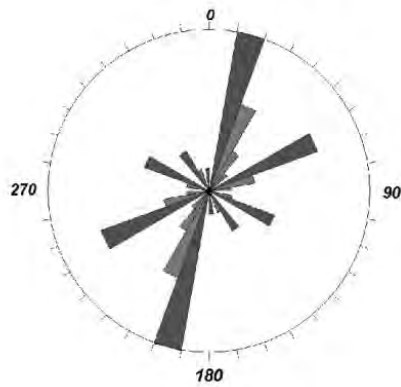


Рисунок Д.3 - Розы-диаграммы трещиноватости участка долины р. Чурук-Су

Отрезок палеоценовой куэсты
в междуречье Бодрака и Альмы



Отрезок эоценовой куэсты
в междуречье Бодрака и Альмы

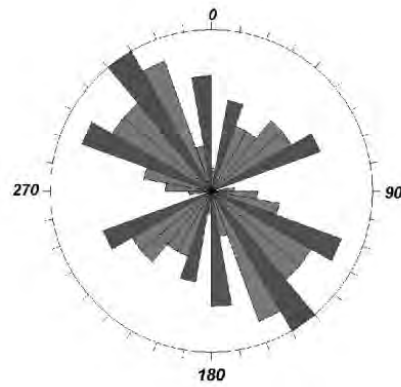


Рисунок Д.4 - Розы-диаграммы трещиноватости участка междуречья

Бодрак - Альма

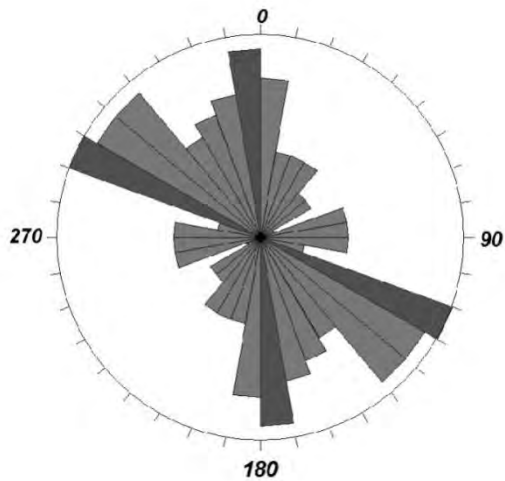
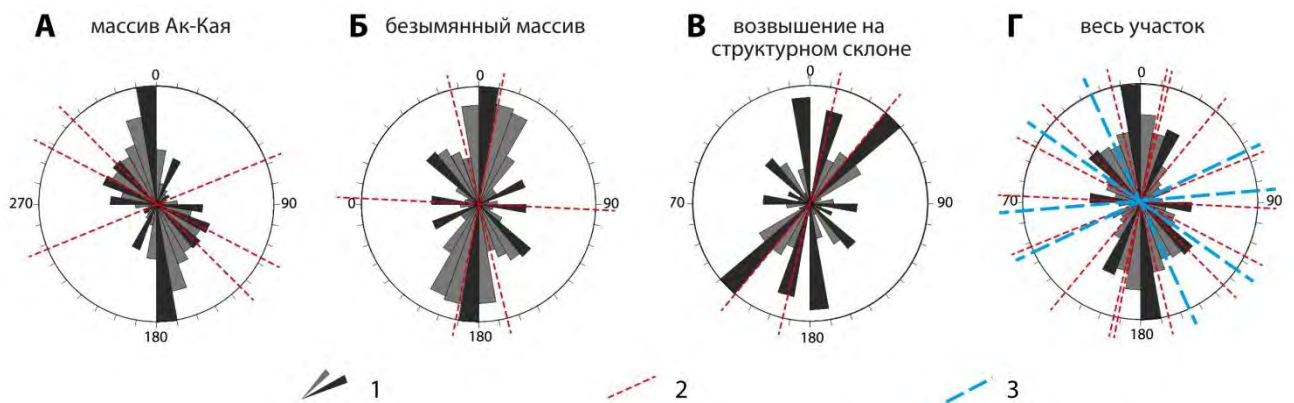


Рисунок Д.5 - Роза-диаграмма трещиноватости участка междуречья
Альма - Салгир



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.

Рисунок Д.6 - Распределение ориентировок трещин и ориентировки
линий обрывов куэст

ПРИЛОЖЕНИЕ Е
 МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГРОТОВ СО СКВОЗНЫМИ
 ОТВЕРСТИЯМИ

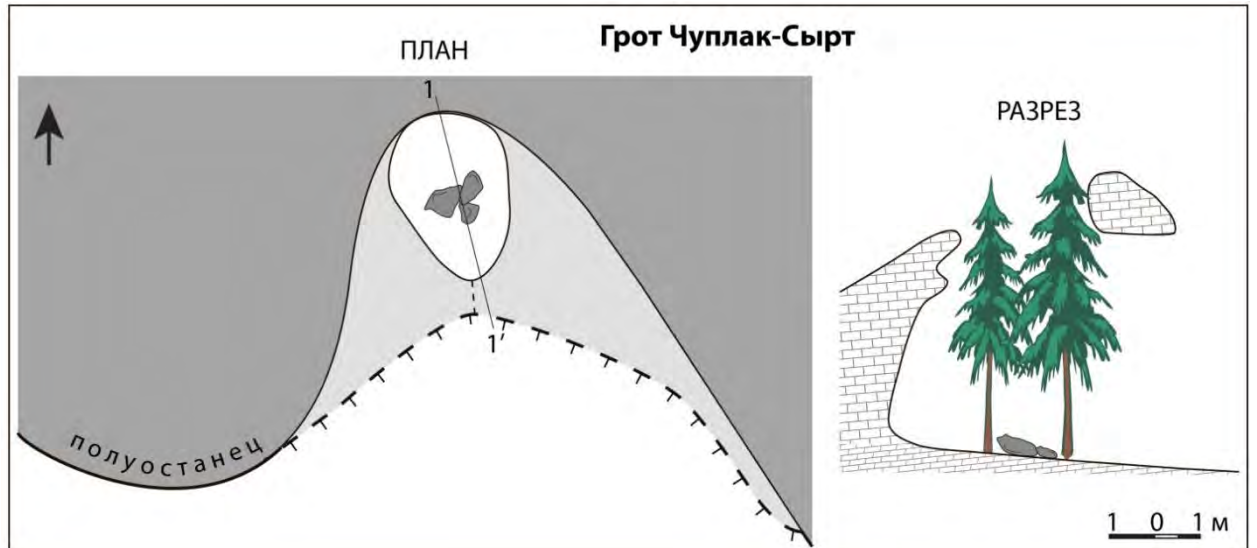


Рисунок Е.1 - План и разрез грота Чуплак-Сырт (выполнено автором)



Рисунок Е.2 - Морфология грота Чуплак-Сырт (фото автора)

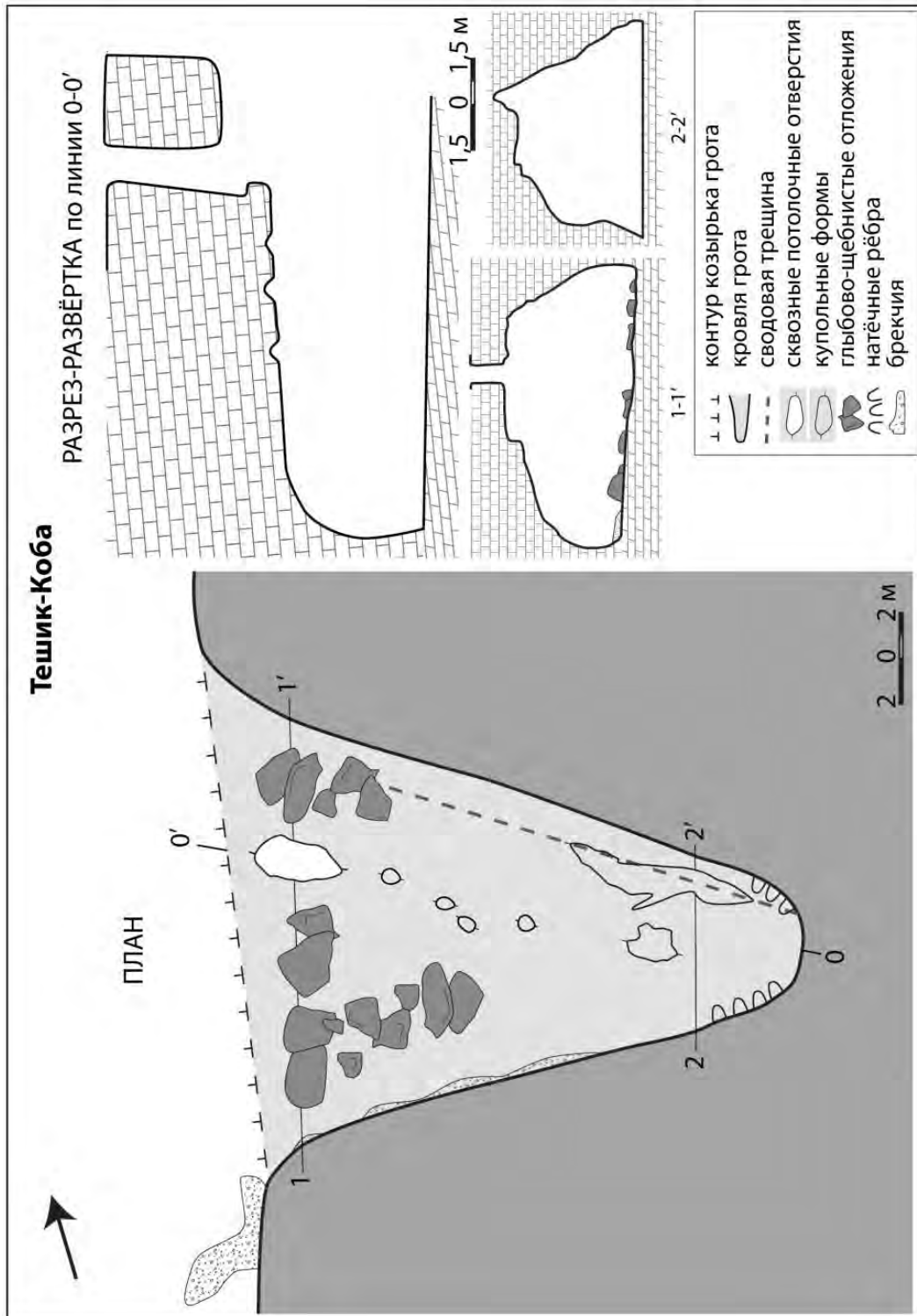


Рисунок Е.3 - План, разрез и поперечные сечения грота Тешик-Коба (выполнено автором)

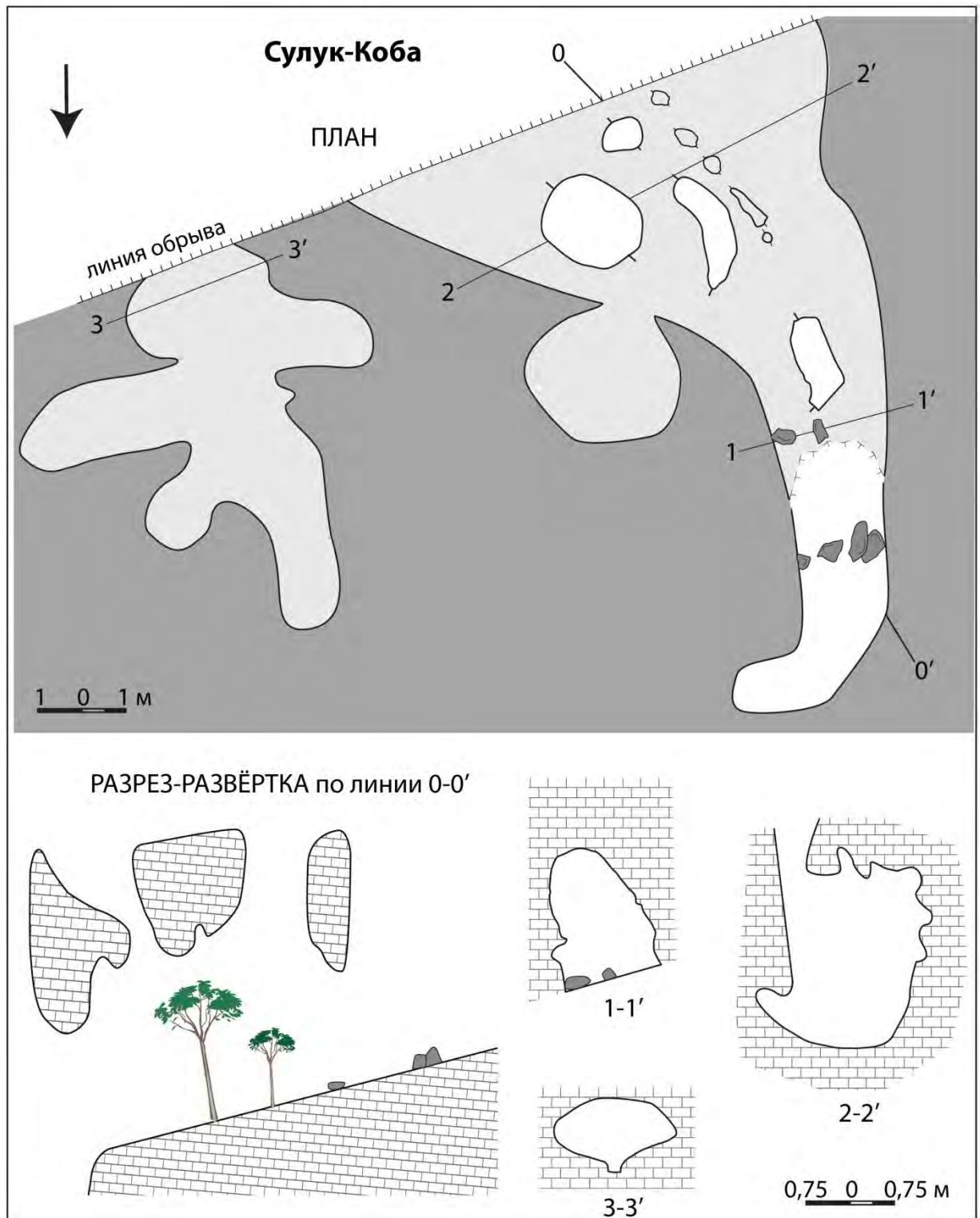


Рисунок Е.4 - План, разрез и поперечные сечения грота Сулук-Коба
(выполнено автором)

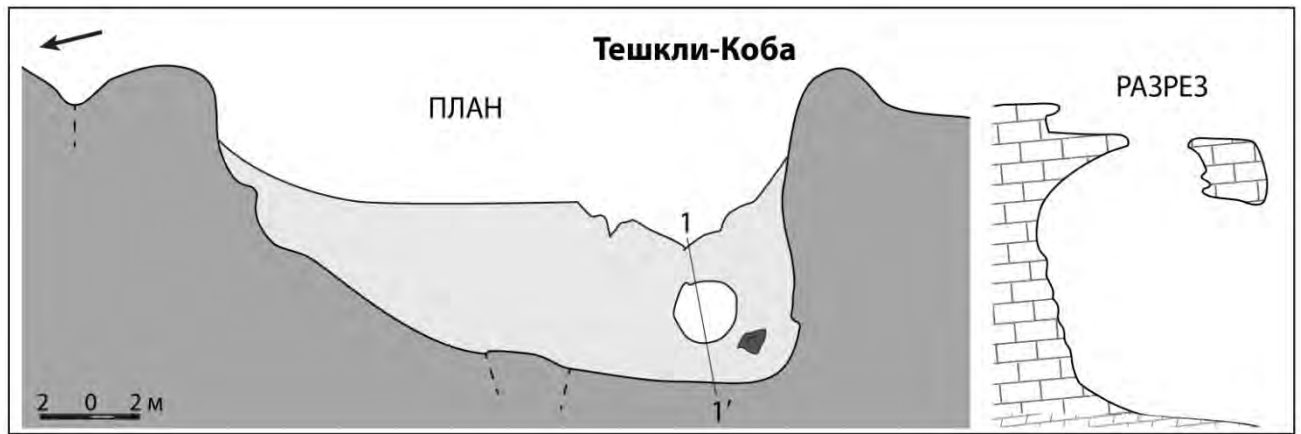


Рисунок Е.5 – План и разрез грота Тешкли-Коба (выполнено автором)



А – космоснимок Digital Globe района грота («окно» отмечено белой стрелкой); Б, Г и Д - вид изнутри (Д – вид снизу вверх); В – вид снаружи.

Рисунок Е.6 - Морфология грота Тешкли-Коба (фото автора)

ПРИЛОЖЕНИЕ Ж

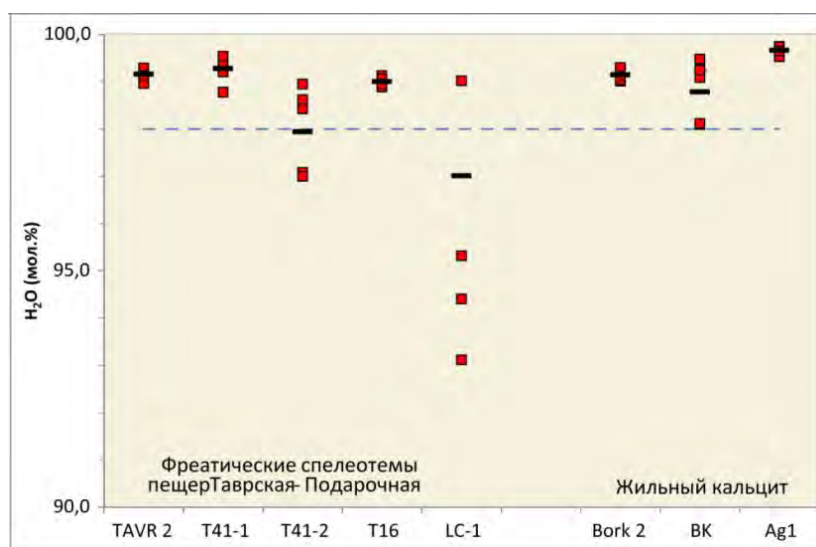
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАЗОВОГО СОСТАВА ФЛЮИДНЫХ
ВКЛЮЧЕНИЙ ВО ВТОРИЧНОМ КАЛЬЦИТЕ ПОЛОСТЕЙ

Рисунок Ж.1 - Содержание воды во флюидных включениях фреатических спелеотем из пещер Таврская (TAVR 2, T41-1, T41-2, T16) и Подарочная (LC-1), а также жильного кальцита массивов Бор-кая (Bork 2, BK) и Агармыш (Ag1) [47]. Горизонтальная штриховая линия показывает минимальное содержание воды во включениях минералов фреатической зоны (98 мол. %; по [281]), короткая черная черта – среднее значение для образца.

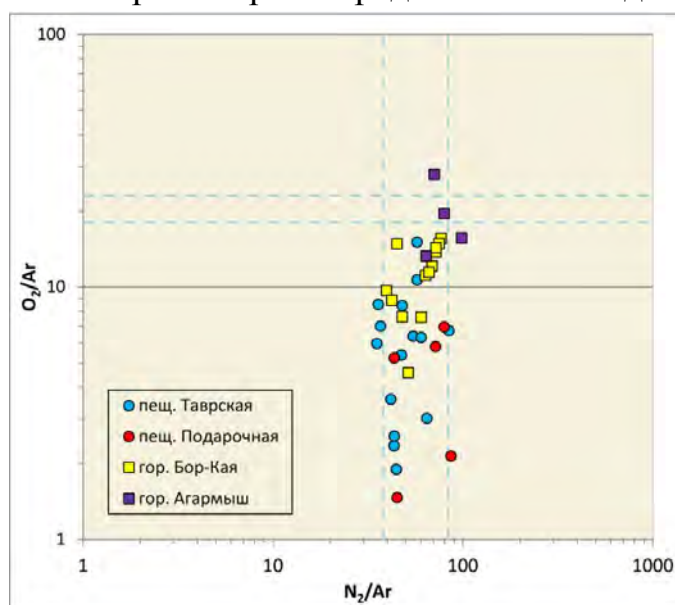


Рисунок Ж.2 - Нормализованное по аргону содержание кислорода и азота во включениях фреатических спелеотем из пещер Таврская и Подарочная (LC-1) и жильного кальцита с гор Бор-Кая и Агармыш. Значения, ограничивающие отношения характерные для воздуха и воздухонасыщенной воды, обозначены штриховыми линиями [47]

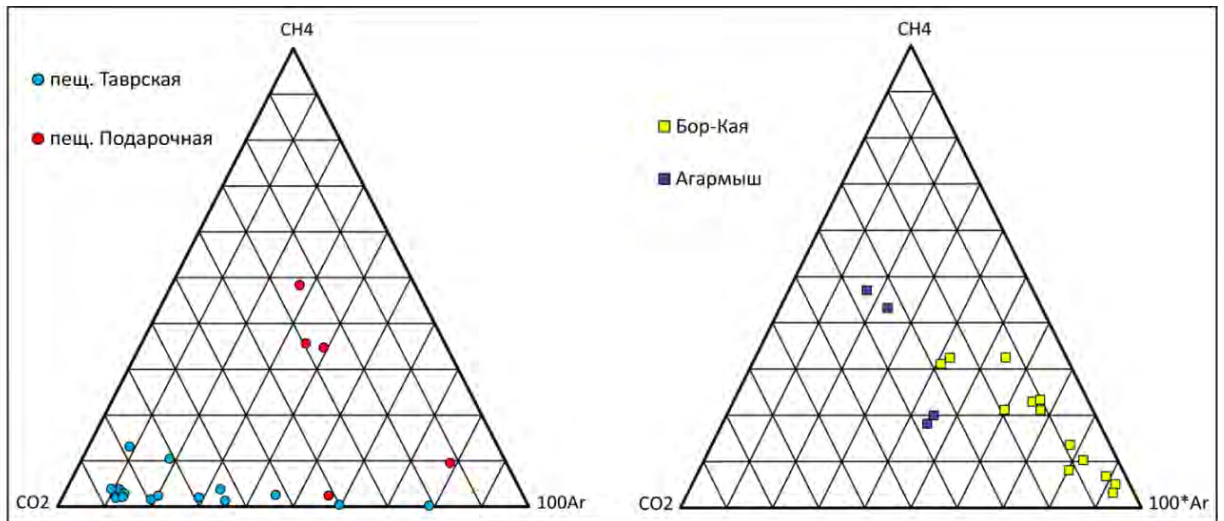


Рисунок Ж.3 - Треугольные диаграммы в координатах CH₄-CO₂-Ar для фреатических спелеотем пещер Таврская и Подарочная (А) и для жильного кальцита гор Бор-Кая и Агармыш (Б) [47]

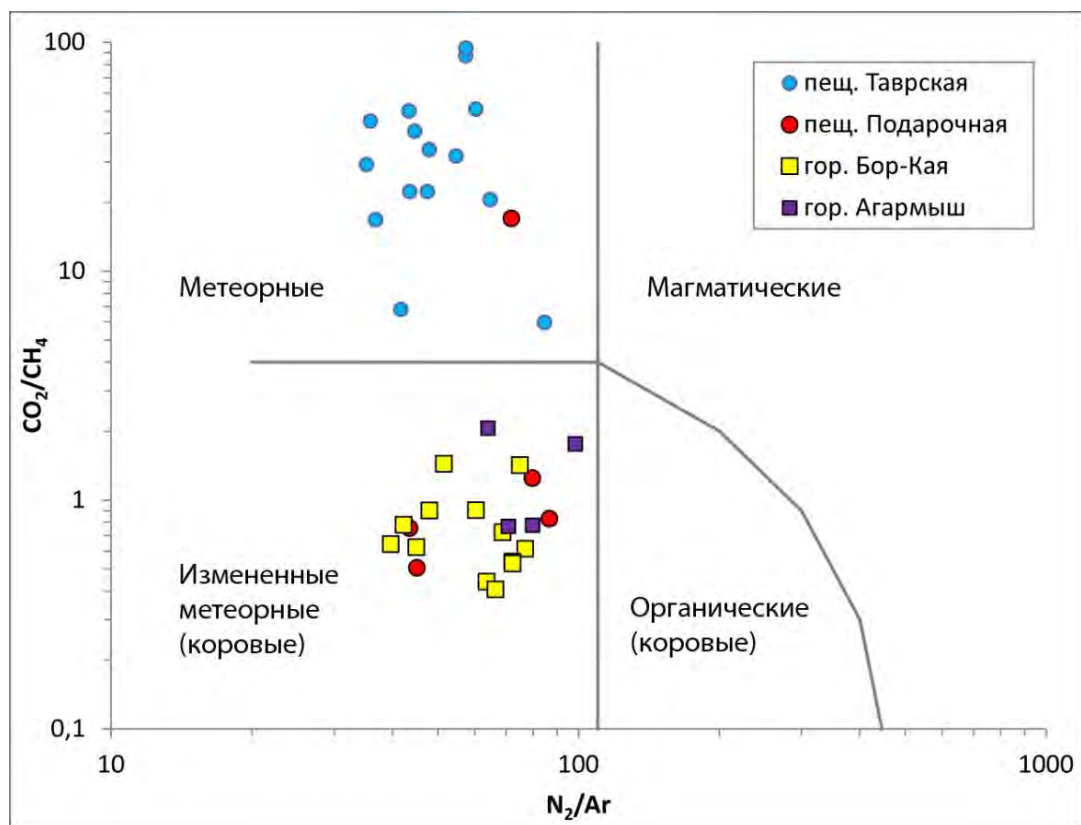


Рисунок Ж.4 - Происхождение флюидов из включений фреатических спелеотем пещер Таврская и Подарочная и жильного кальцита гор Бор-Кая и Агармыш [47] на дискриминационной диаграмме Нормана и Мура [262]

ПРИЛОЖЕНИЕ И
РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА И
КИСЛОРОДА ПОРОДЫ В ПРИСТЕНОЧНОЙ ЗОНЕ КАРСТОВЫХ КАНАЛОВ

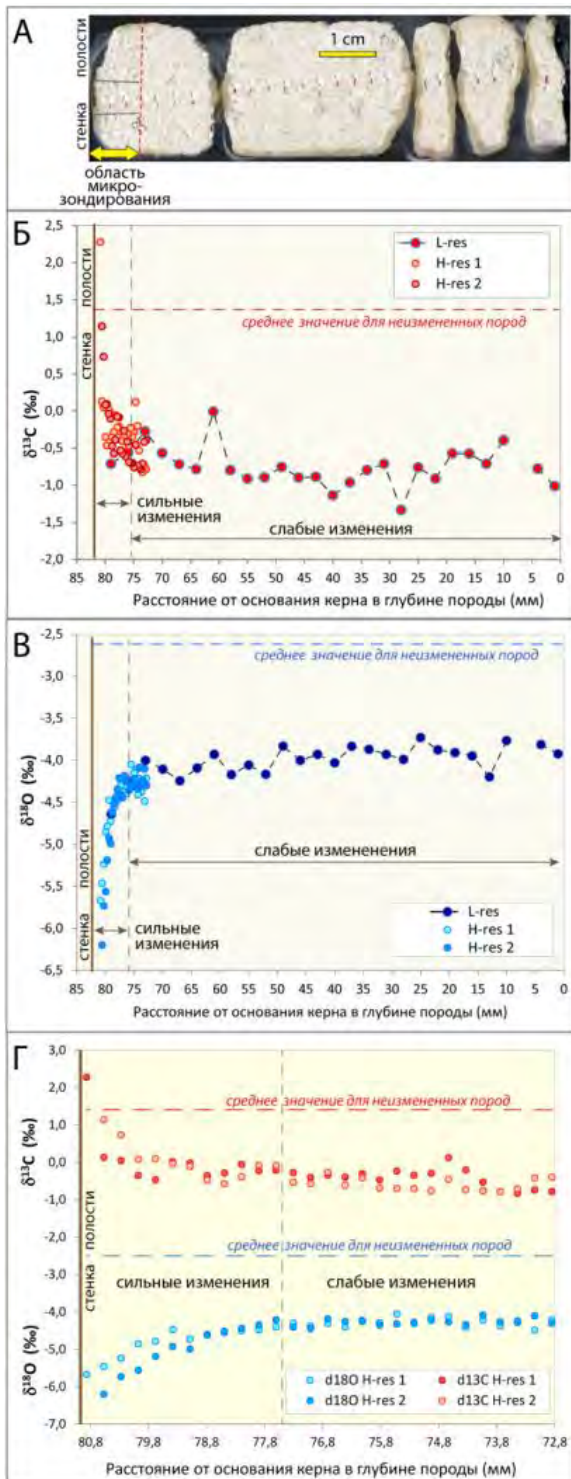


Рисунок И.1 - Фото образца Т1 из пещеры Таврская (А) и изменение изотопного состава (Б, В, Г) по профилю керна [109]

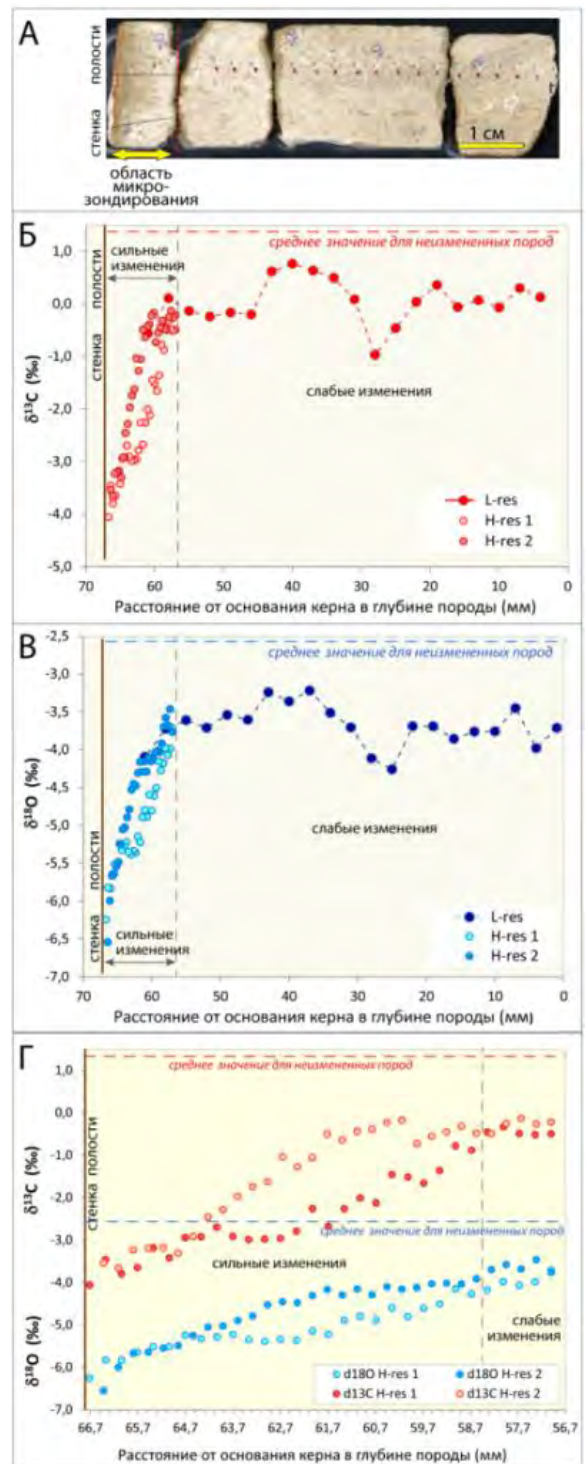


Рисунок И.2 - Фото образца Т2 из пещеры Таврская (А) и изменение изотопного состава (Б, В, Г) по профилю керна [109]

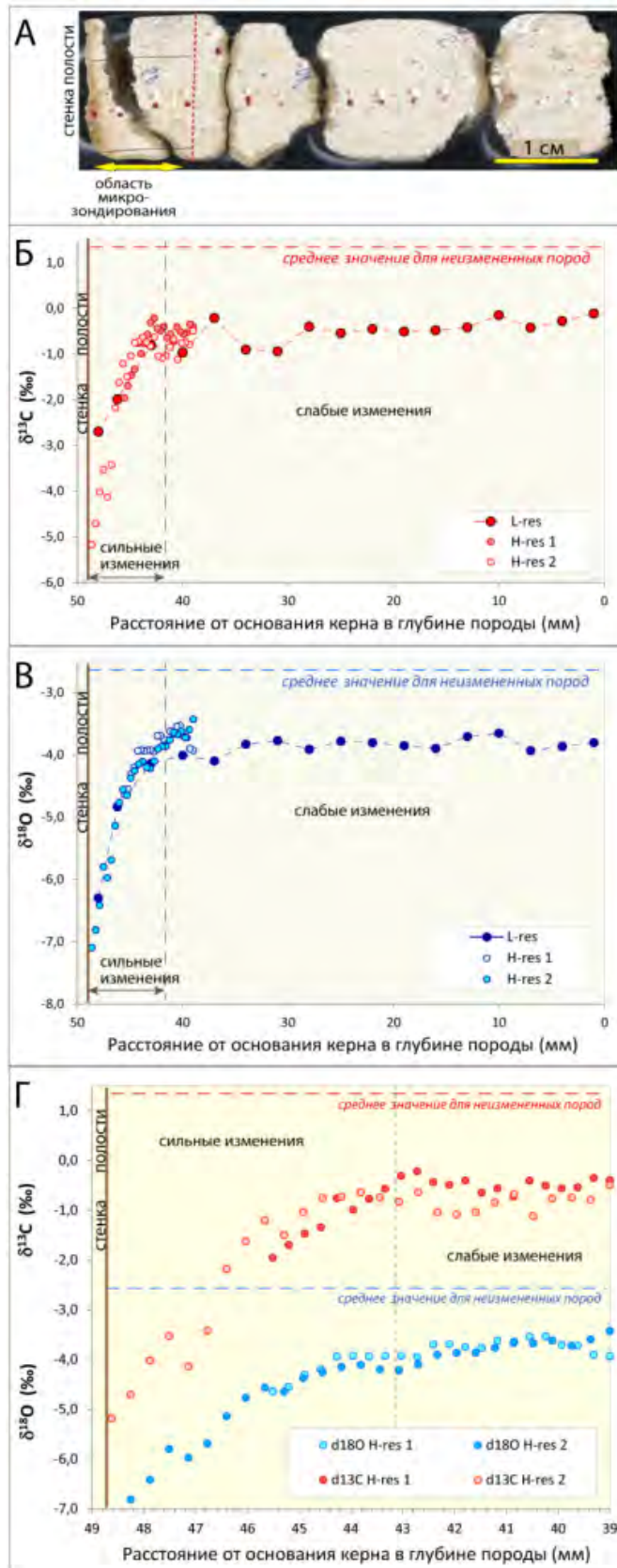


Рисунок И.3 - Фото образца ТЗ из пещеры Таврская (А) и изменение изотопного состава (Б, В, Г) по профилю керна [109]. Керн пробурен в стенке карстовой полости через вмещающую породу

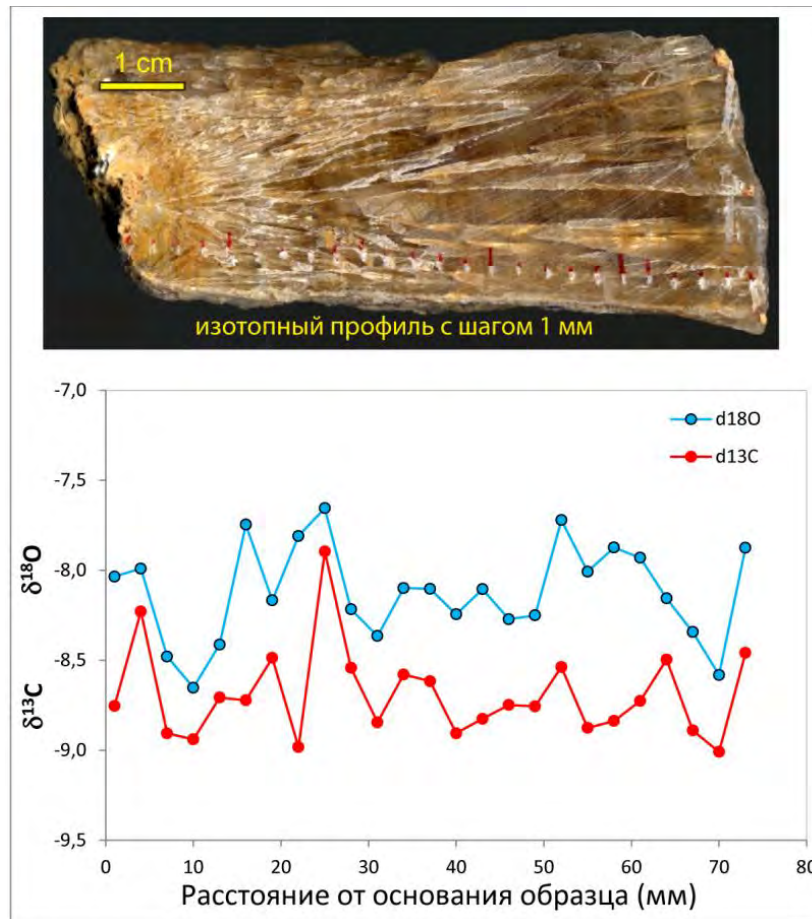


Рисунок И.4 - Фото и изменение изотопного состава по разрезу коры фреатического параллельно-шестоватого кальцита из пещеры Таврская [109]

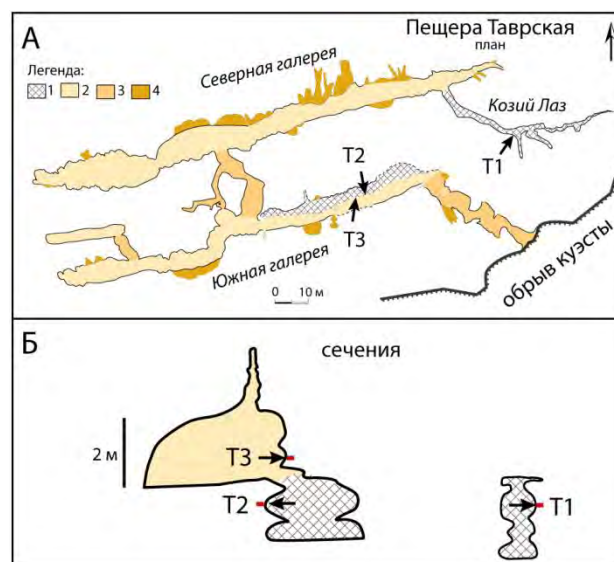


Рисунок И.5 – Расположение мест отбора кернов породы в пещере Таврской [109]: А – в плане, Б – в сечениях. Условные обозначения: 1 – «рифтовые» ходы, 2 – основные ходы, 3 – ход по плоскости напластования, 4 – боковые ниши и каналы по плоскости напластования. Места отбора кернов показаны стрелками.

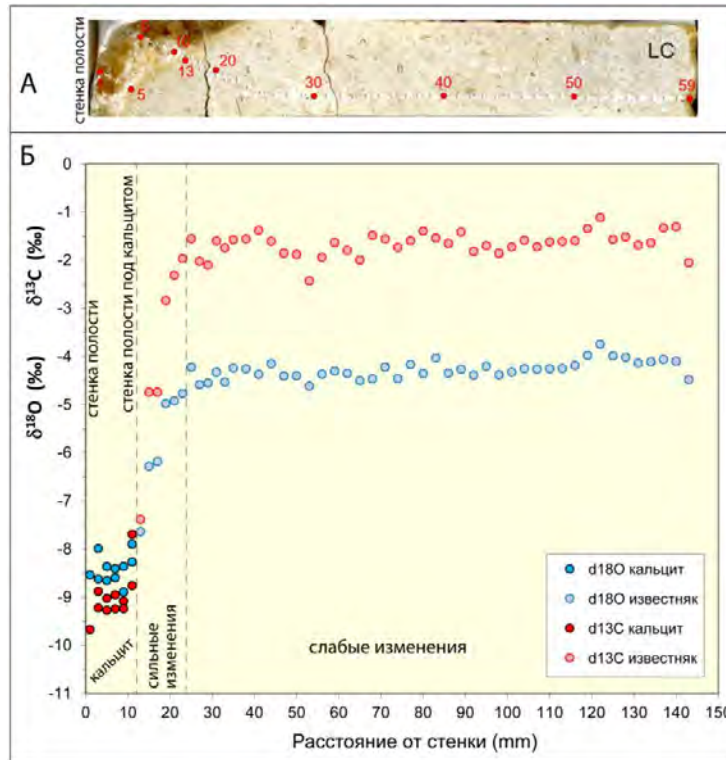


Рисунок И.6 - Фото образца LC из пещеры Подарочная (А) и изменение изотопного состава по профилю керн (Б) [109]. Керн пробурен через покров фреатического кальцита (остатки видны в левой части фото) и коренную породу в стенке карстовой полости. Длина керн около 145 мм.

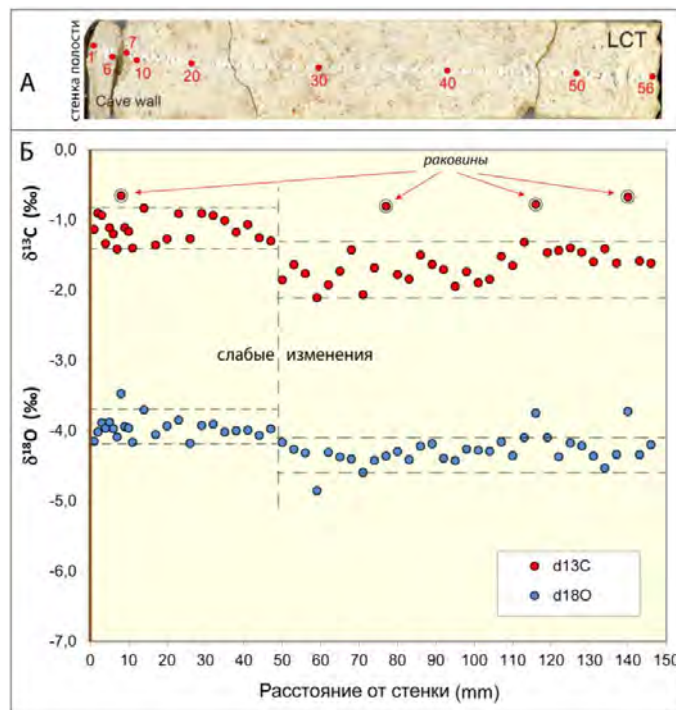


Рисунок И.7 - Фото образца LCT из пещеры Подарочная (А) и изменение изотопного состава по профилю керн (Б) [109]. Керн пробурен в стенке карстовой полости через вмещающую породу. Длина керн около 145 мм.

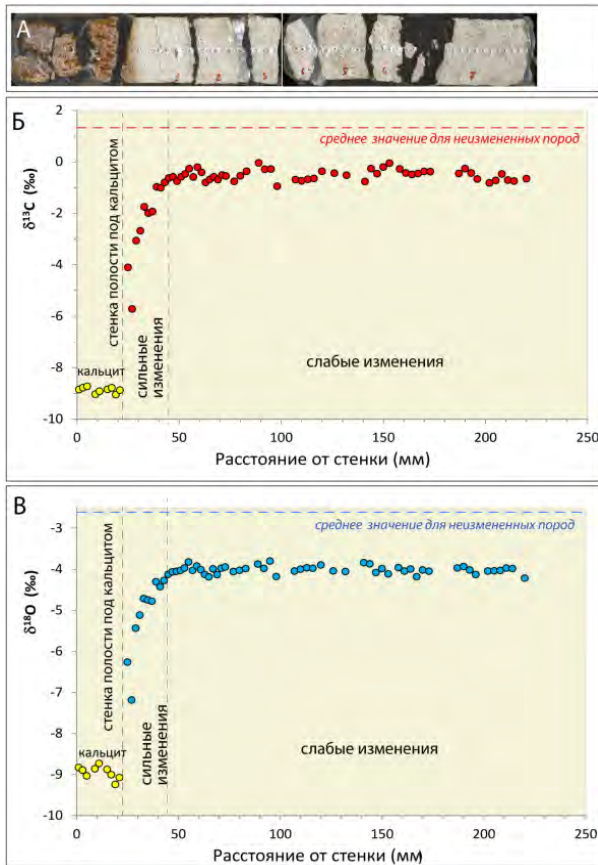


Рисунок И.8 - Фото образца Беш-Кош (А) и изменение изотопного состава по профилю керн (Б и В) [109]. Керн пробурен через покров фреатического кальцита и коренную породу в стенке разрушенной карстовой полости. Длина керн около 220 мм.

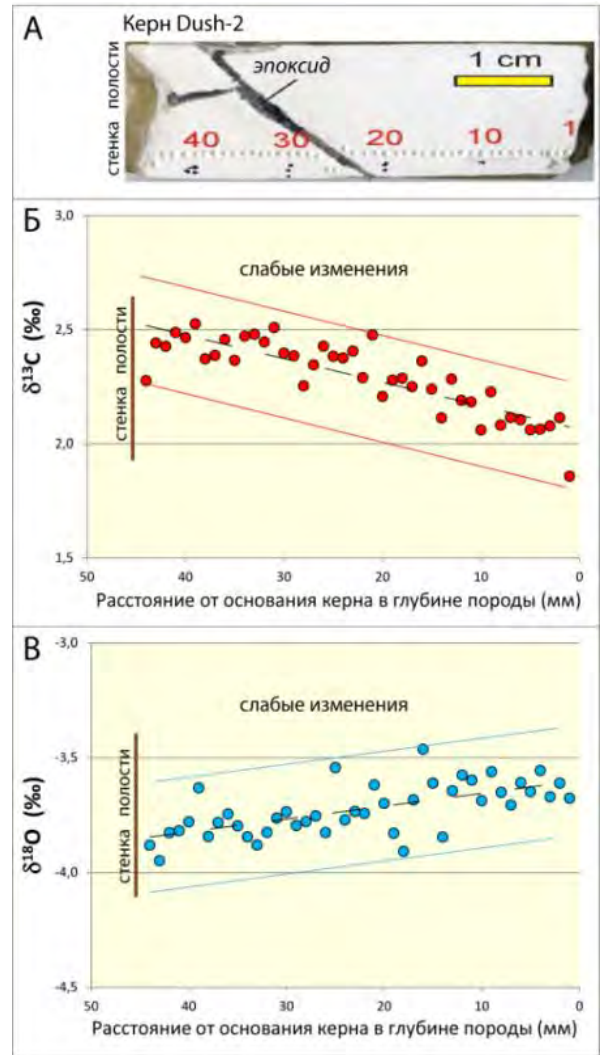


Рисунок И.9 - Фото образца Dush-2 из пещеры Душевского (А) и изменение изотопного состава углерода (Б) и кислорода (В) по профилю керн [109]. Штриховыми линиями обозначены тренды по рядам данных, сплошными линиями – коридоры значений.

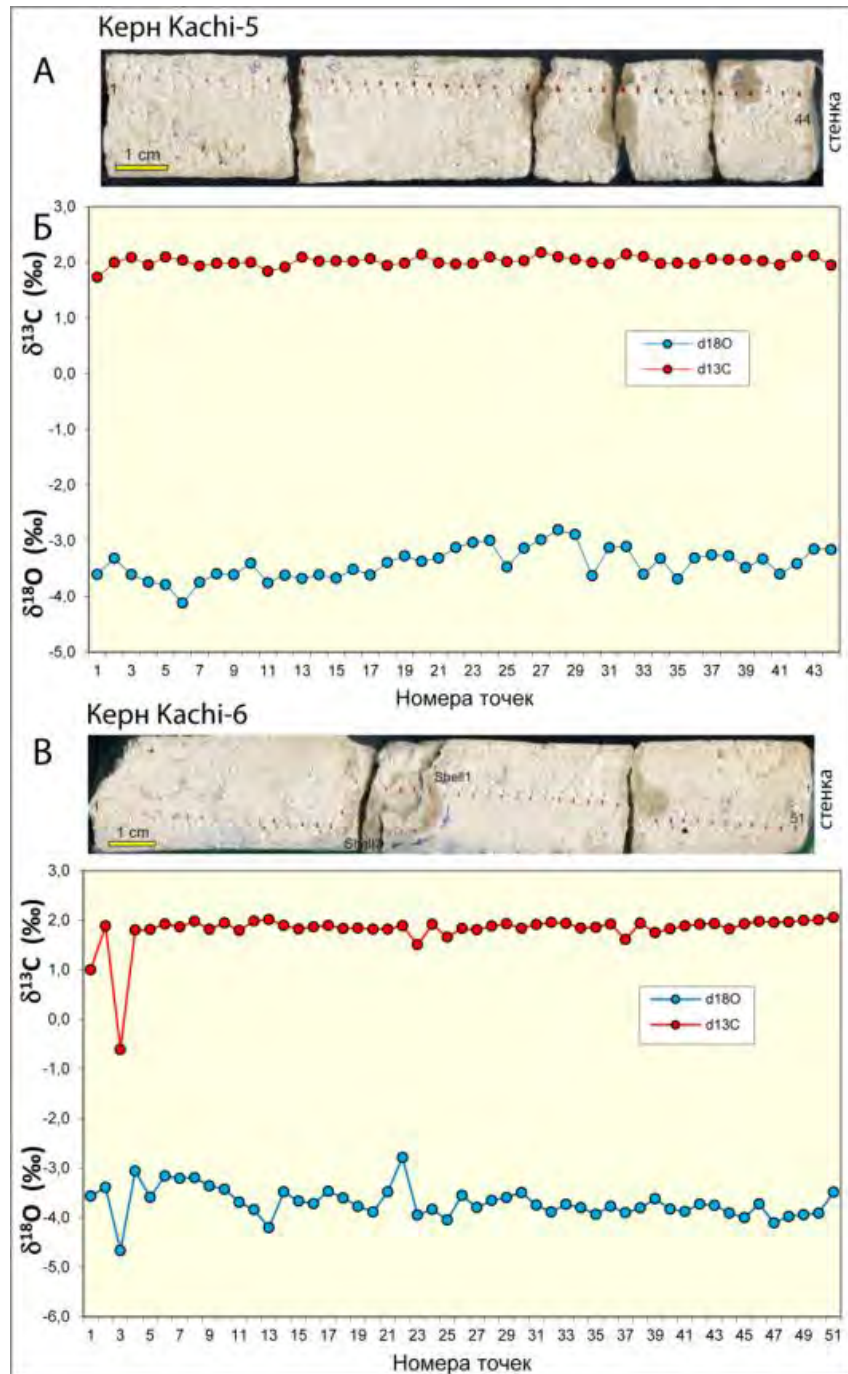


Рисунок И.10 - Фото (А, В) и изменение изотопного состава по профилям (Б, Г) образцов Касхи-5 (А, Б) и Касхи-6 (В, Г) [109]. Керны пробурены в стенке обваленной глыбы, представляющей поверхность трещинно-карстового канала с тафониоподобной морфологией.

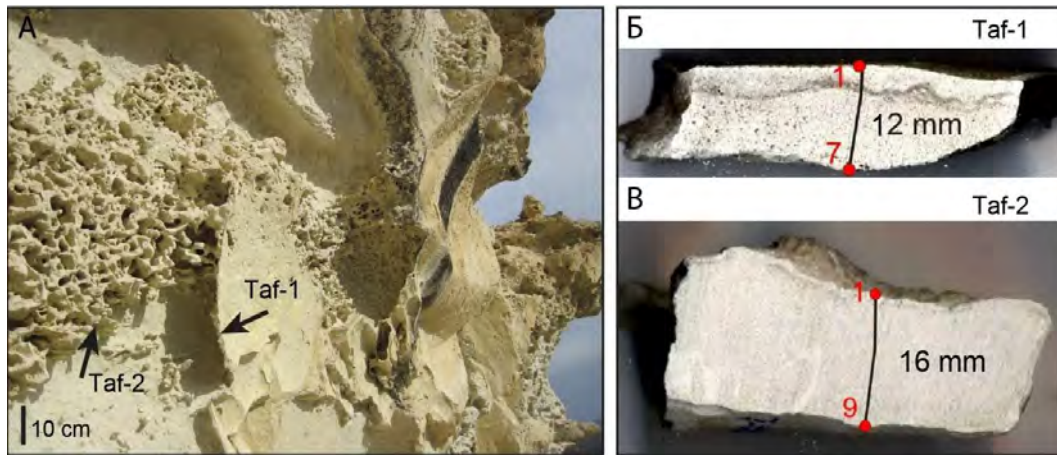


Рисунок И.11 - Места отбора образцов тафони ТАФ-1 и ТАФ-2 в обнажении датских известняков в секторе куэсты Бельбек-Кача (А) и фотографии срезов образцов с положениями изотопных профилей (Б, В) [109].

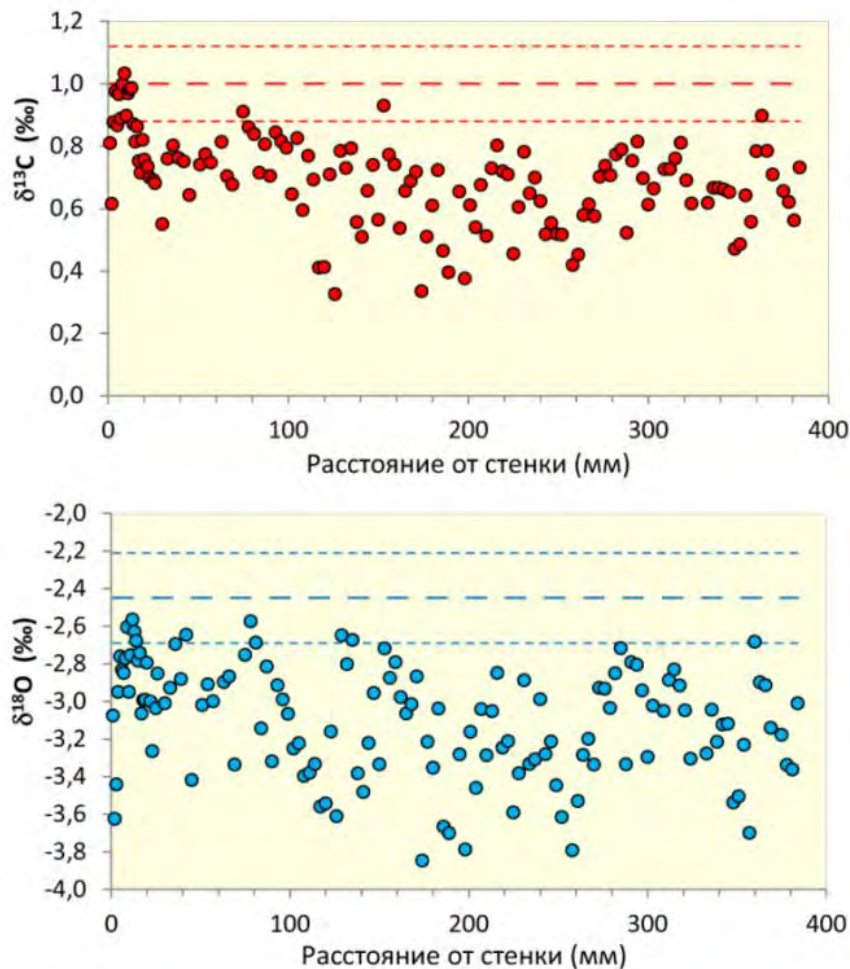


Рисунок И.12- Изменение изотопного состава углерода и кислорода по профилю керн Skal-24, взятого в стенке естественного обрыва палеоценовых известняков вблизи карьера у с. Скалистое и несущего следы гипогенного закарстования [109]. Толстыми штриховыми линиями обозначено положение средних значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для неизмененных пород, опробованных в карьере (см. рис. И.15), тонкими линиями – пределы вариаций значений (1σ).

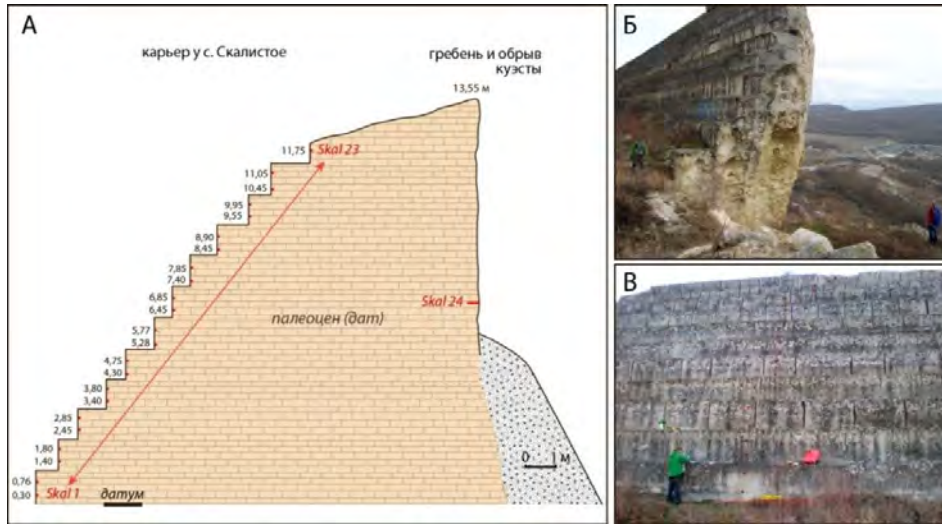


Рисунок И.13 - Условия и организация отбора образцов палеоценовых известняков на изотопный анализ в карьере и куэстовом обрыве у с. Скалистое [109]. А – разрез (короткими красными линиями показаны места отбора кернов, цифрами – высота относительно датума); Б - конфигурация карьера и естественного обрыва в разрезе; В - точки отбора кернов.

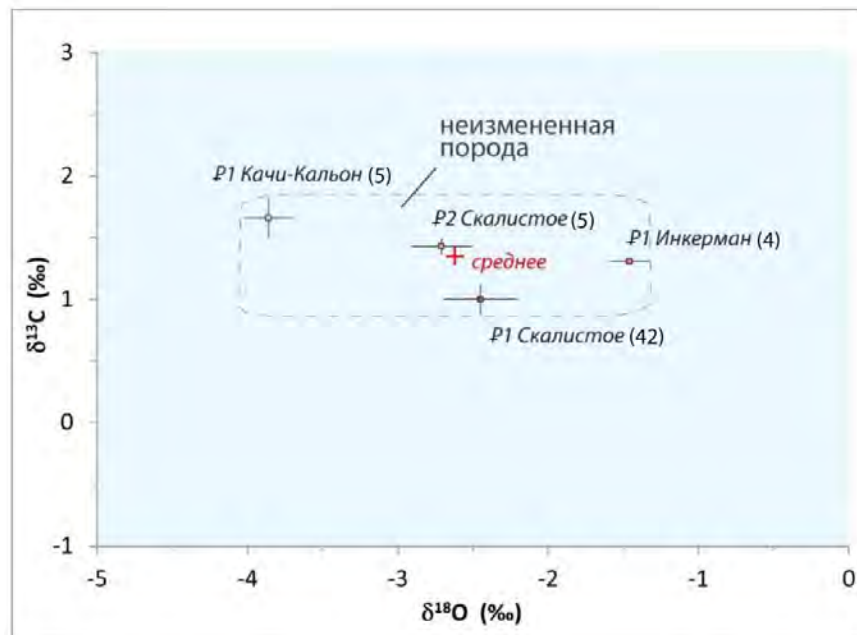


Рисунок И.14 - Изотопный состав кислорода и углерода неизменных известняков палеоцена и эоцена в юго-западной части Внутренней гряды (средние значения) [109]. В скобках указано количество выполненных анализов.

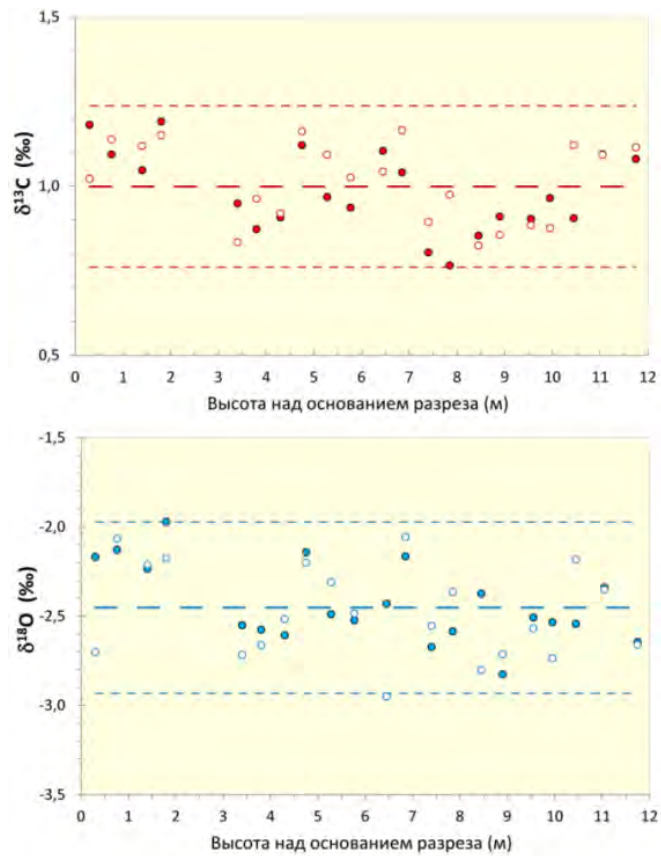


Рисунок И.15 - Вариации $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ по разрезу палеоценовых известняков в карьере у с. Скалистое [109]. Каждая точка опробования охарактеризована двумя измерениями изотопного состава (залитый и незалитый символы). Штриховые линии показывают доверительный интервал (2σ).

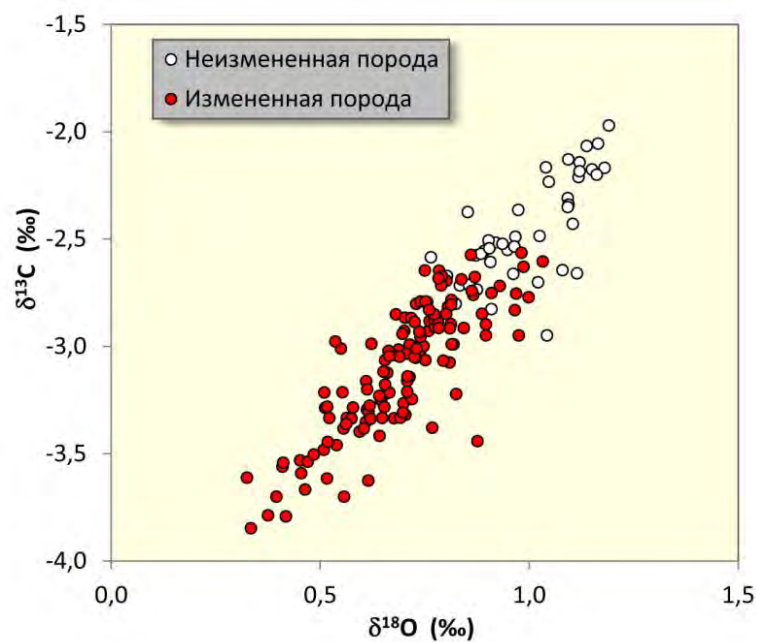


Рисунок И.16 - Отношение значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ для неизменных и измененных палеоценовых известняков у с. Скалистое [109]