

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР



В. Н. ДУБЛЯНСКИЙ
КАРСТОВЫЕ ПЕЩЕРЫ
И ШАХТЫ
ГОРНОГО КРЫМА

АКАДЕМИЯ
НАУК
СССР

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ
ОБЩЕСТВО
СССР

В. Н. ДУБЛЯНСКИЙ

**КАРСТОВЫЕ
ПЕЩЕРЫ И ШАХТЫ
ГОРНОГО КРЫМА**

(ГЕНЕЗИС, ОТЛОЖЕНИЯ,
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ЗНАЧЕНИЕ)



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград · 1977

УДК 551.44 (477.9)

Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Дублянский В. Н.
Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1977, с. 1—183.

В монографии отражены результаты комплексных исследований карстовых полостей Горного Крыма в 1958—1976 гг. Излагается краткая история их изучения, рассматриваются основные положения методики исследований, приводится краткая характеристика условий развития карста, кратко описываются различные поверхственные карстовые формы. По материалам отечественных и зарубежных исследований анализируется состояние проблемы спелеогенеза, излагаются принципы классификации карстовых полостей, образованных вследствие взаимного наложения коррозионного, гравитационного и эрозионного процессов. Детально рассматриваются условия заложения, морфология и гидрологические особенности полостей коррозионно-гравитационного, нивально-коррозионного и коррозионно-эрзационного классов. На основании маршрутных и стационарных исследований 350 карстовых полостей приводится сжатая характеристика их микроклимата (интенсивность обмена воздуха, температура, влажность, газовый состав воздуха). Выделяются полости статического и динамического типов, теплого и холодного подтипов, наличие которых оказывает существенное влияние на геотермические условия карстовых массивов.

Описываются остаточные, обвальные, водные механические, водные хемогенные и органогенные отложения пещер, а также снег и лед. На основании их изучения делаются выводы о палеосейсмичности и палеогидрогеологии Горного Крыма, колебаниях уровня воды в карстовых полостях и пр. Анализируется химический и минеральный состав различных отложений, а также содержание в них акцессорных элементов.

Излагаются новые данные об условиях формирования карстовых вод за счет инфильтрационной, инфлюационной и конденсационной составляющих, характеризуются колебания уровня, скорость движения, температура и режим карстовых вод, кратко рассматриваются их гидрохимические особенности, некоторые черты палеогидрогеологии Горного Крыма и проблема его гидрологического районирования.

В заключительном разделе работы приводится сравнительная характеристика карстовых полостей различных классов, рассматриваются перспективы и основные направления их дальнейших исследований. Рис. — 40, табл. — 21, библ. назв. — 247.

Ответственный редактор
засл. деятель науки и техники РСФСР
д-р геол.-минер. наук **В. Н. Дахнов**

20801-549
Д 055(02)-77 398-77

© Издательство «Наука», 1977

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1958 г. на территории СССР было известно, хотя детально и не изучено, около 500 карстовых полостей (самая длинная пещера — Кунгурская, 4.6 км, самые глубокие шахты — 60—100 м). Интенсивное хозяйственное освоение карстовых районов страны привело к существенным изменениям в представлениях о масштабах их подземного закарствования. К началу 1977 г. в Советском Союзе исследовано более 5000 различных пещер, колодцев и шахт (длиннейшие пещеры в гипсах — Оптимистическая, 140 км, и Озерная, 102 км, в известняках — Красная, 13.1 км, и Воронцовская, 11.7 км, в конгломератах — Орешная, 14 км; глубочайшие шахты — Киевская, 1080 м, Снежная, 700 м, Назаровская, 500 м, Солдатская, 500 м, и др.). Количественный рост известных карстовых полостей сопровождался качественными изменениями проводимых исследований: они приобрели комплексность, стали тесно увязываться с интересами народного хозяйства. Открытие уникальных по красоте пещерных систем и уточнение их роли в формировании подземных вод поставило перед карстологами ряд специфических задач, среди которых первое место занимает проблема рационального использования и охраны пещер и шахт.

Горно-Крымская карстовая область является своеобразным эталоном голого среднегорного карста СССР. С ее изучением связан ряд географических, геологических, гидрогеологических и палеогеографических проблем, затрагивающих интересы специалистов различных научных направлений. В то же время горная часть Крыма входит в состав Альпийской геосинклинальной складчатой области, где располагаются крупнейшие пещерные системы мира Хельлох (Швейцария, 123.8 км), Айсризенвельт (Австрия, 42.0 км), Аггтелек—Домица (Венгрия—Чехословакия, 23.1 км); глубочайшие шахты Пьер-сен-Мартен (Франция—Испания, 1332 м), Берже (Франция, 1141 м). Это позволяет проводить сравнительные исследования карста Западной, Центральной и Восточной Европы.

В Горном Крыму в 1958—1976 гг. открыто и исследовано около 800 карстовых полостей; здесь отрабатывались различные

методические приемы и тактико-технические схемы исследований пещер и шахт, которые затем с успехом применялись в других карстовых районах страны. Проблемам изучения подземного карста Крыма посвящено свыше 300 работ, помещенных в различных изданиях. Однако сводные работы, позволяющие получить общее представление о состоянии карстологической изученности юга европейской части СССР, до сих пор отсутствуют. Это и определило структуру и содержание настоящей монографии.

Автор принимал непосредственное участие в исследованиях карстовых полостей Крыма, проводившихся с 1958 г. Комплексной карстовой экспедицией АН УССР, а с 1963 г. — полевыми отрядами Отдела карстологии и селей Института минеральных ресурсов Министерства геологии УССР (в дальнейшем — ИМР). В 1965—1976 гг. автор проводил также полевые исследования в советской части Карпат, приднестровской Подолии, Родопах, Западном Кавказе и Абхазии, участвовал в экскурсиях в карстовые районы Малых и Южных Карпат, Юлийских Альп, Динарид, Старой Планины, Закавказья, Копетдага. Все это позволило получить материал о других карстовых районах Альпийской складчатой области и ее платформенного обрамления.

Автор искренне признателен сотрудникам Отдела карстологии и селей ИМР за постоянную помощь в организации и проведении исследований и обсуждение их результатов; весьма благодарен он также Б. Н. Иванову, Г. А. Максимовичу, Н. А. Гвоздецкому, Е. А. Лушникову и в особенности ответственному редактору В. Н. Дахнову за ряд ценных критических замечаний и советов. Автор считает своим долгом отметить бескорыстную помощь многочисленных спелеологических коллективов Симферополя (рук. Г. Пантюхин), Севастополя (рук. В. Коган, В. Шаранов), Москвы (рук. В. Илюхин), Ленинграда (рук. В. Голод), Харькова (рук. Ю. Симонов) и многих других, без которой открытие и комплексные исследования пещер Крыма были бы невозможны.

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТОВЫХ ПЕЩЕР

В изучении карста Крыма можно выделить два основных периода — дореволюционный и советский, подразделяющихся на ряд этапов (Гвоздецкий, 1954, 1972; Иванов, Устинова, 1957).

Изучение карстовых полостей в дореволюционный период

Первое литературное упоминание о пещерах Крыма относится к началу нашей эры. Овидий Назон писал:

«Есть в стороне киммерии пустая гора с каменистой Мрачной пещерой; издавна там Сон обитает ленивый. Там никогда, — ни утром, ни в полдень, ни в пору заката, — Феб не сияет; лишь тонкий туман, от земли поднимаясь, Влажно стелется мглой, и сумрак сомнительный светит».¹

Первый этап исследований (1782—1908 гг.) характеризуется работами, посвященными описанию отдельных карстовых объектов и явлений. Так, К. Габлиць описывал привходовые части карстовых пещер на Караби и Чатырдаге, «глубину которых точно определить нельзя по разным неудобствам, измерить оную возбраняющим» (1785, с. 30). Академик П. С. Паллас упоминал об естественных колодцах на яйле, содержащих многолетний снег (1785). В. М. Севергин описал пещеру-ледник на Караби и Бездонный колодец на горе Агармыш (1909). П. Кеппен обследовал Туакскую пещеру на Караби (1828), Дюбуа де Монпере (Dubois de Montpereux, 1843) описал привходовую часть Красной пещеры и привел глазомерный план одного из ее этажей (рис. 1, A).

Вторая половина XIX в. знаменовалась расширением геологических и гидрогеологических исследований. Г. Романовский высказал точку зрения о синклинальном строении Главной гряды, «собирающей в юрских песчаниках и конгломератах как атмо-

¹ Цит. по: Жуковский В. А. Цеикс и Гальциона. М., 1954, с. 241.

сферную воду, так и просачивающуюся из пещер и трещин» (1867, с. 87). В 1875 г. обследование источников Южного Крыма провели А. А. Иностранцев и Н. Барбот д'Марни. Они полагали, что «источники действуют за счет запаса влаги в провалах, пещерах и трещинах, который образуется как в виде значительного скопления снега, так и озер, помещенных в провалах» (Иностранцев, 1875, с. 22).

В 1876 г. В. Марковников описал находки костей человека из пещеры Бинбаш на Чатырдаге. Начало систематическому изучению археологии пещер Крыма положил К. С. Мережковский (1880).

И. Ф. Леваковский первым высказал мысль о различном карстовании отдельных участков яйлы. Связывая характер подземного стока с наличием в известняках водоупорных прослоев и зон интенсивной трещиноватости, он считал подземные полости «вместилищем более или менее значительного количества воды, приток которой происходит через трещины» (1883, с. 97). В 1883 г. был опубликован многотомный труд В. Х. Кондараки, в котором содержатся не всегда достоверные сведения о колодцах — естественных ледниках, пещерах Кизил-Коба, Сюндюрю и Иограф.

В 1887 г. Ю. А. Листов разработал первую в России программу комплексных исследований пещер. Он отметил связь пещер с разновозрастными системами продольных и поперечных складок, провел гидротермические исследования источников и высказал предположение о том, что в пещерах «весной, летом и осенью скапливается влага, содержащаяся в воздухе в виде облаков, росы и тумана» (1892, с. 183). Развивая эти исследования, Н. А. Головкинский установил связь яйлинских вод с источниками на склонах и организовал наблюдения над конденсацией влаги (1896).

В 90-х годах XIX столетия в Крыму был создан Крымский горный клуб. Члены его начали активные естественнонаучные изыскания. В 1893—1894 гг. появились заметки врача-климатолога В. Дмитриева, посвященные описанию пещер Суук и Бинбаш. Им же сняты их первые глазомерные планы. Краткие описания нескольких пещер и шахт приведены в работах биолога Я. Лебединского (1900, 1904). Заметка А. А. Лебединцева и В. И. Кондарева (1896) о составе воды из пещеры Суук положила начало гидрохимическим исследованиям карста.

Второй этап исследований (1909—1918 гг.) знаменуется переходом к описанию физико-географических, геологических и гидрогеологических условий отдельных карстовых районов Крыма (К. К. Фохт, А. А. Борисяк, В. Д. Соколов, Н. И. Цебриков и др.). Исследования карстовых полостей продолжали члены Крымско-Кавказского горного клуба — географы Н. Соколовский (1911), П. Петров (1911), биологи Н. М. Новиков (1911), Н. Д. Лебедев (1912) и другие, археолог С. И. Забрин (1918). В их работах содержатся краткие описания нескольких десятков пещер и шахт Крыма, приводятся планы или разрезы некоторых из них

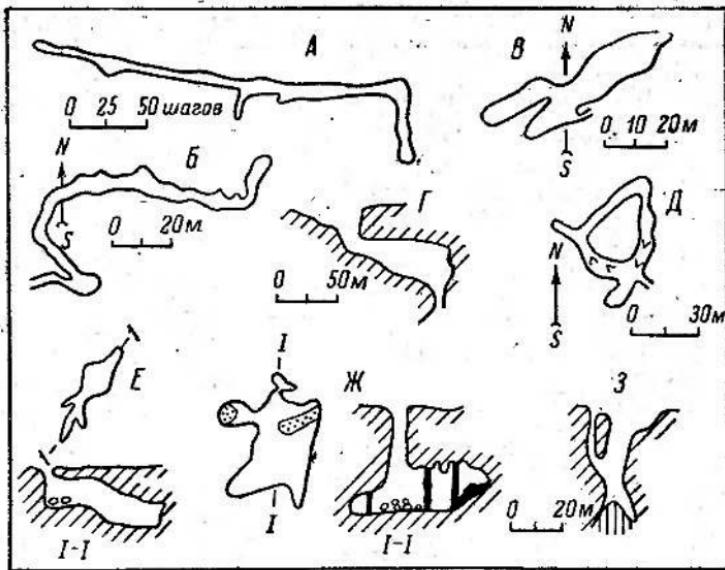


Рис. 1. Первые планы и разрезы пещер Крыма.

Пещеры: А — Иель (Dubois de Montpereux, 1843); В — Иель (Петров, 1911); В — Скельская (Лебедев, 1912); Г — Большой Бузлук, Д — Кильсе-Чех (Крубер, 1915); Е — Эмине-Баир-І, Ж — Гугердинян, З — Чагыр-Хосар (Васильевский, Желтов, 1932).

(рис. 1, В, В). В 1914 г. П. Двойченко впервые составил минералогическое описание натеков крымских пещер. В те же годы в Крыму были начаты гидрологические исследования и создана партия крымских водных изысканий, заложившая основы наших знаний о водном режиме Горного Крыма (Кельтсер, 1913).

С 1909 г. в печати начали появляться работы А. А. Крубера. В них он подробно описывает карстовый ландшафт крымских яйл, намечает схему карстовой гидрографии Крыма (1913). В монографии «Карстовая область Горного Крыма» (1915) А. А. Крубер приводит описание 16 пещер, 6 колодцев и 9 шахт (рис. 1, Г, Д), предлагает их морфологическую классификацию, характеризует условия формирования пещерного льда. Работы А. А. Крубера являются крупным вкладом в теоретическое и региональное карстоведение и до настоящего времени остаются настольными книгами всех исследователей карста Крыма.

Изучение карстовых полостей в советский период

Третий этап исследований (1919—1944 гг.) характеризуется планомерным изучением геологических условий развития закарствования и отдельных карстовых форм. В 1921 г.

ЦНИГРИ и другие геологические организации страны приступили к детальным исследованиям южного берега Крыма и примыкающих к нему участков плато. Результаты этих исследований обобщены в монографиях В. Ф. Пчелинцева и И. К. Зайцева.

В. Ф. Пчелинцев (1939) пришел к выводу о неравномерной закарствованности яйл, зависящей от состава и степени тектонической раздробленности карстующихся пород. И. К. Зайцев (1940) предложил схему карстовой гидрографии горных районов, в которой выделил зоны периодической циркуляции, активных запасов, сифонной циркуляции и пассивных запасов воды. Она явилась прообразом современных схем гидродинамической зональности карстовых вод (Максимович, 1963).

После революции начались археологические исследования легкодоступных пещер (Бонч-Осмоловский, 1940; Бадер, 1940, и др.). В них были обнаружены культурные слои, орудия и керамика позднего палеолита, мезолита, неолита, эпохи меди и бронзы, эпохи раннего железа. Палеозоологические сборы археологов обрабатывали крупные специалисты-зоологи (В. И. Громов, П. К. Верещагин, В. С. Виноградов), что дало ценный материал для реконструкции условий жизни человека в гротах и пещерах в древнейшие времена. Геологи, принимавшие участие в археологических исследованиях, предложили оригинальную схему высотной и возрастной корреляции пещер и речных террас (Муратов, Николаев, 1941). В 1936—1940 гг. Я. А. Бирштейн, Г. В. Лопашов и Е. В. Боруцкий начали биоспелеологические исследования в Крыму (Бирштейн, 1963).

Изучение карстовых полостей Крыма на этом этапе проводилось попутно с другими исследованиями. Схематические описания пещер Чатырдага, Караби и Ай-Петри приведены в статьях Н. Биндермана (1925), А. У. Мамина (1939), К. П. Пирогова (1932), А. Ф. Слудского и А. И. Спасокукоцкого (1928). Лучшей работой этого периода является монография П. М. Васильевского и П. И. Желтова о гидрогеологии Чатырдага (1932). В ней приведены достаточно полные описания, планы и разрезы 18 карстовых полостей (рис. 1, Е—З).

Четвертый этап исследований (1945—1957 гг.) характеризуется детальными геолого-структурными и геоморфологическими исследованиями карстовых районов. Их результаты изложены в ряде обзорных работ М. В. Муратова (1949 и др.), Н. И. Николаев (1946) рассмотрел особенности развития карста при различном залегании известняков и предложил оригинальную схему взаимоотношений карстовых форм, основанную на представлениях об их переходе одна в другую. И. Г. Глухов (1957 и др.), обобщив материалы первых лет стационарных наблюдений над режимом карстовых источников, предложил схему гидрогеологического районирования юго-западного Крыма. Р. А. Филенко (1949) рассмотрела характер влияния карста на сток крымских рек.

В 1952 г. в Крымском филиале АН СССР был организован Отдел карстоведения и спелеологии. Его сотрудники провели маршрутные обследования нескольких закарстованных участков Ай-Петри и Чатырдага, описали несколько легкодоступных пещер, выполнили детальные микроклиматические исследования пяти пещер Караби (Леончева, 1956; Резникова, 1956; Устинова, 1957).

К концу 1957 г. в Крыму было известно 82 пещеры и шахты общей длиной 1250 м и суммарной глубиной 970 м. Их изученность была неполной и неравномерной: 23 полости лишь упоминались, 59 кратко описывались, для 24 полостей имелись схематические планы, для 25 — разрезы; графические материалы лишены сведений об условиях залегания горных пород, составлены в разных масштабах и единицах измерения (аршины, футы, сажени, метры). Почти полностью отсутствовали микроклиматические, палеозоологические и зоологические характеристики пещер, не имелось сведений о вещественном составе их заполнителя. Не была разработана классификация карстовых полостей, оставались неясными их происхождение, положение в пределах различных гидродинамических зон и гидрогеологическое значение. Не существовало единой научно обоснованной программы проведения комплексных спелеологических исследований, отсутствовало необходимое для этого специальное снаряжение и оборудование, не были разработаны тактико-технические приемы работ в вертикальных и обводненных полостях и меры по обеспечению техники безопасности. Перечисленные, а также многие другие научные и методические проблемы были решены в 60-е годы XX столетия, что дает основание выделить пятый этап исследований карста Крыма.

Пятый этап исследований (1958—1976 гг.) характеризуется комплексными исследованиями карстовых образований Горного Крыма. Изучение геологии и гидрогеологии Главной гряды в этот период продолжают И. В. Архипов, В. И. Бабак, И. Г. Глухов, Е. А. Зуброва, М. В. Муратов, В. Ф. Пчелинцев, Е. А. Успенская, М. В. Чуринов. Результатом этих исследований явилось опубликование ряда сводных работ (Ресурсы..., 1966; Геология СССР, 1969; Гидрогеология СССР, 1970) и монографических изданий (Муратов, 1960; Пчелинцев, 1962; Гордиевич и др., 1963). В этих трудах, а также в многочисленных статьях, про реферированных в томах «Геологическая изученность СССР» (1965, 1972, 1973), содержится огромный новый фактический материал по стратиграфии, тектонике, литологии, гидрогеологии и геоморфологии Крыма. Все эти материалы способствовали расширению знаний об условиях развития карста Крыма, хотя современные представления о характере поверхностного и подземного закарстования отражены в них весьма неполно, а зачастую в дискуссионном плане.

Весьма интересные исследования петрофизических свойств верхнеюрской карбонатной толщи на поверхности и под землей

проводили сотрудники Московского института нефтехимической и газовой промышленности (Дахнов и др., 1963, 1975).

Комплексное изучение поверхностных и подземных карстовых форм Крыма проводили сотрудники ИМР. В 1956 г. на Третьем всесоюзном совещании по карсту в Москве Б. Н. Иванов (1956) и сформулировал основные задачи, стоящие перед учеными при изучении карста на юге европейской части СССР. В 1958—1975 гг. эта программа была в значительной мере реализована (Иванов, Дублянский, 1975).

В Горном Крыму обнаружено и исследовано по комплексной программе с участием геологов, гидрогеологов, гидрохимиков, литологов, минералогов, геофизиков, гидрологов, палеозоологов, биологов и археологов около 800 карстовых полостей. Их суммарная глубина превышает 15 км, а общая длина — 32 км (Дублянский, 1971). Проведение длительных исследований труднодоступных карстовых полостей потребовало новых форм содружества научных работников и спортсменов. В 1958—1962 гг. с этой целью при Центральном Совете по туризму и экскурсиям была создана спортивная организация исследователей пещер — спелеологов, одна из главных задач которой — открытие, изучение и охрана карстовых полостей. На основании опыта, накопленного в Горном Крыму, разработаны первые в СССР руководства по спелеологии (Илюхин, Дублянский, 1968; Дублянский, 1973) и Инструкция по технике безопасности при поиске и исследовании карстовых полостей (1974).

Успешному проведению комплексных исследований карста Крыма в 1958—1976 гг. способствовало бурное развитие советского теоретического и регионального карстоведения. В этот период были опубликованы монографические работы Д. С. Соколова (1962), Г. А. Максимовича (1963, 1969а), Н. А. Гвоздецкого (1972), ряд методических разработок (Методика..., 1963; Методические рекомендации..., 1969; Чикишев, 1973б), а также большое число различных сборников и статей, содержащих важные материалы по методике карстологических исследований. Развитию исследований карста Крыма способствовали Карстовая комиссия АН СССР (1953—1972 гг.), Карстовая комиссия Научного совета по инженерной геологии и грунтоведению АН СССР (1973—1976 гг.), Всесоюзный институт карстоведения и спелеологии (1964—1976 гг.), на заседаниях и в печатных органах которых неоднократно обсуждались перспективы и основные результаты изучения карста юга европейской части СССР.

ПРИНЦИПЫ КАДАСТРОВОГО ОПИСАНИЯ И ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Методы изучения карста изложены в работах И. К. Зайцева (1940), Г. А. Максимовича (1963), А. В. Ступинова (1967), Н. А. Гвоздецкого (1972), А. Г. Чикишева (1973б) и в трудах Всесоюзного совещания по методике изучения карста (Методика..., 1963, 1964). В большинстве работ рассматриваются общие методы изучения карста и его поверхностных форм.

В 1958—1963 гг. автором и другими сотрудниками ИМР была разработана методика комплексного изучения карстовых полостей. Отдельные ее разделы опубликованы (Головцын и др., 1966; Дублянский, Смольников, 1969), однако в целом она осталась в рукописи, хотя широко используется различными геодогическими организациями и спелеологами. Это побуждает автора кратко изложить основные ее положения.

Для удобства учета и унификации описаний составляется кадастр карстовых полостей. Он состоит из ста вопросов, объединяющихся в восемь групп.

I. Положение карстовой полости (тип, номер, название, административное положение, расстояние до ближайшего населенного пункта, геоморфологическая характеристика участка входа, азимуты на приметные объекты, абсолютная и относительная высота входа, размеры и форма современного микроводосбора полости, экспозиция, формы и размеры входа и привходовой площадки).

II. Морфометрические характеристики полости (суммарная длина, глубина, площадь и объем, средняя, минимальная и максимальная ширина и высота, коэффициент пустотности, длина участков полости, заложенных по разным направлениям).

III. Геологические особенности пещерного блока (литология, текстура, структура, особенности залегания и трещиноватость горной породы на разных участках пещеры, наличие, расположение, тип натечных образований и пещерного заполнителя иного происхождения).

IV. Морфологические особенности полости (форма поперечного сечения потолков, днищ ходов, наличие этажей, вероятные связи отдельных элементов полости с поверхностью).

V. Гидрогеологические особенности (отношение к современным или древним поверхностным водотокам, наличие участков капели, конденсации, постоянного обводнения в виде озер, подземных рек, участков обводненных трещин, скоплений льда и снега). По опросным сведениям либо морфологическим данным (уровни стояния на стенах, водоаккумулятивные отложения и пр.) определяется режим обводненности полости.

VI. Микроклимат полости (погодные условия на поверхности в период производства наблюдений, температура, давление и влажность воздуха на характерных участках полости и по микроклиматическим поперечникам, движение воздуха, наличие скоплений или выделений газа). Кроме маршрутных организуются стационарные наблюдения с использованием самоиндикаторов.

VII. Доступность и возможное использование полости (расстояние от дорог, подъезды и средства передвижения, условия прохождения, пригодность для хозяйственных, туристских и экскурсионных целей и пр.).

VIII. Разные сведения (археологические находки, признаки обитания людей и животных, этнографические данные, литературные и фондовые сведения о пещере).

Полные описания полостей хранятся в специальных папках, снабженных кадастровыми номерами. Кадастровый номер состоит из двух групп цифр: номера кадастрового прямоугольника на карте, размерность которого — минуты географической широты и долготы, и порядкового номера полости внутри него (например, 147-12). Это не создает трудностей при нумерации вновь открытых пещер и шахт.

Для быстрого поиска карстовых полостей, обладающих заданной комбинацией признаков, и первичной обработки информации применяются перфокарты ручного обращения формата К-5, размером 147×207 мм, с двумя рядами краевой перфорации (Дублянский, Комарова, 1969).

При исследовании карстовых полостей используется ряд специальных методов.

Топографические методы. Применяются при поверхностных и подземных работах. В качестве рабочих рекомендуются карты масштаба 1 : 25 000 и материалы аэрофотосъемки. Карстовые полости следует наносить на карту с помощью теодолита или буссоли. Для увязки подземных и поверхностных форм проводится топосъемка в масштабе 1 : 500 (для крупных пещер 1 : 1000).

Отдельно решаются задачи топографической привязки геофизических профилей, составления геологических и карстологических разрезов, определения высотного положения контактов, маркирующих горизонтов и пр.

Топографическая съемка пещер и шахт производится методом магнитной съемки с использованием буссоли (горного компаса), мерного шнура, эклиметра (Дублянский, 1963б). Вероятная

ошибка метода составляет 4—5% длины хода. В наиболее ответственных случаях, связанных с решением геологических и инженерных задач, применяются теодолитный метод и метод гидронивелирования. Для измерения недоступных расстояний используются дальномер фотоаппарата и тригонометрические методы.

Графические материалы подземных топосъемок оформляются в масштабе 1 : 500. Для полостей длиной или глубиной менее 50 м можно использовать масштаб 1 : 200, а для очень крупных полостей — 1 : 1000. В последнем случае для исключения ошибки построения исходные данные пересчитываются в систему прямоугольных координат, и положение каждой точки пещеры в пространстве определяется аналитически. Материалы топосъемки изображаются в трех проекциях — в виде плана, продольного разреза и поперечных сечений (для горизонтальных полостей) либо в виде двух разрезов и серии планов-срезов на разной глубине (для вертикальных полостей, рис. 5, 10). При съемке сложных полостей, состоящих из ряда внутренних колодцев, соединенных горизонтальными галереями, применяются методы совмещенных сечений (рис. 11) или развертки (рис. 9). При этом выбираются такие направления плоскостей проекции, при которых искажения были бы минимальными. В наиболее сложных случаях строятся блок-диаграммы. При подземной топосъемке используются специальные масштабные и внемасштабные условные знаки (Илюхин, Дублянский, 1968).

Фотографические методы. Применяются для подземной и подземно-подводной документации отдельных морфологических элементов карстовых полостей и особенностей их заполнения различными отложениями. Методика производства фотосъемки под землей изложена в ряде отечественных и зарубежных руководств (British Caving, 1953; Илюхин, Дублянский, 1968).

Геоморфологические методы. Используются при поверхностных и подземных работах. Морфологический метод исследований применяется при описании особенностей орографии района, выявлении закономерностей размещения крупных положительных и отрицательных элементов рельефа, описании поверхностных карстовых форм, документации форм продольных и поперечных сечений карстовых полостей, характера их дна, стенок и сводов, особенностей микрорельефа, планового и высотного соотношения продуктов аккумуляции всех видов. В сложных пещерных системах практикуется разделное описание морфологии ходов, принадлежащих к одному этажу пещеры или к одной генетической генерации (ходы, проработанные свободными потоками, и сифонные каналы).

Морфометрический метод. В соответствии с рекомендациями Г. А. Максимовича (1963) рассчитываются плотность поверхностных и подземных форм (их число на 1 км² данного карстового массива), густота горизонтальных и вертикаль-

ных полостей (число погонных метров на 1 км²), показатели распределения глубинных форм на разных элементах карстового микрорельефа, на облесенных и безлесных участках, на участках с различной крутизной склонов и разным залеганием пород.

Для каждой карстовой полости на основании материалов топосъемки определяются 9 оценочных показателей: общая длина (сумма всех галерей полости без поправки на угол их наклона), общая глубина (расстояние от входа до самой нижней точки), амплитуда (расстояние от самой верхней точки до самой нижней точки), средняя высота и средняя ширина (отношение суммы всех замеренных высот к числу замеров), площадь пола (определяется методом наложения палетки на план полости), объем полости (произведение площади основания на высоту с поправочным коэффициентом, зависящим от характера поперечного сечения¹), коэффициент пустотности Корбеля (произведение расстояний между крайними точками пещеры по основной оси, между наиболее удаленными точками по перпендикуляру к ней и между самой низкой и самой высокой точками, в сотнях метров), удельный объем (м³/м). Ни один из приведенных показателей не может считаться универсальным, пригодным для сравнительной оценки карстовых полостей. Для этой цели приходится использовать несколько показателей.

Методы математической статистики. При обработке материалов по отдельным карстовым районам, а также по морфогенетическим классам и типам используются методы математической статистики. Основной задачей является получение достоверных статистических характеристик оценочных показателей, которые в дальнейшем используются не только для сравнения, но и для различных гидрогеологических и гидрохимических расчетов.

Кривые распределения большинства оценочных показателей карстовых полостей характеризуются асимметричностью. Например, Красная пещера в Крыму имеет длину 13 100 м, а следующая за ней Узунджинская пещера — всего 1500 м. Включение таких «выскочивших» значений (артефактов) в расчеты приводит к значительному (в среднем на 200%) завышению всех статистических параметров изучаемых распределений. Кроме того, открытие каждой новой крупной полости или резкое увеличение размеров уже известных требует перерасчета статистических параметров карстовых пещер данного карстового района и существенно смещает их средние значения. Анализ показал необходимость исключения артефактов как элементов данной генеральной совокупности, вероятность появления которых весьма мала (0.05 и менее). Для этого используется *T*-критерий (Плохинский, 1970):

¹ При треугольном сечении — 0.5, при окружном — 0.78, при прямоугольном — 1.0.

$$T = \frac{V - \bar{x}}{\sigma} \geq T_{st},$$

где V — выделяющееся значение признака; \bar{x} , σ — среднее арифметическое и среднее квадратическое отклонение для группы, включающей артефакт; T_{st} — стандартное значение критерия выпада (зависит от числа наблюдений и составляет для наших условий 3.0—3.3).

С помощью T -критерия из распределений оценочных признаков карстовых полостей исключаются значения, имеющие малую вероятность (обычно 2—4 варианта), а затем производится пересчет всех статистических параметров (среднее арифметическое и среднее квадратическое отклонение, коэффициент вариации, коэффициент асимметрии, эксцесс).

Морфогенетический метод. Используется для корреляции горизонтальных пещер и речных террас, для выяснения взаимосвязи различных карстовых полостей с участками развития рельефа карстового, карстово-эрзационного и карстово-денудационного типов. Для установления последовательности формирования отдельных участков карстовых полостей применяются также методы корреляции гетерохронных, наложенных, реликтовых форм и отложений.

Геолого-минералогические методы. Изучению карстовых полостей обычно предшествует средне- и крупномасштабная карстологическая съемка (Иванов, 1964). При этом производятся описания опорных разрезов, отбираются образцы вмещающих, подстилающих и перекрывающих карстовые полости горных пород, подробно описывается состав, включения, остатки организмов, степень однородности, наличие микрослоистости и др. Выясняются условия залегания пород, выявляются тектонические структуры и характер нарушений, собираются и подвергаются статистической обработке данные о развитии тектонической трещиноватости (Васильев и др., 1969; Задорожная, Васильев, 1969; Комплексные изыскания..., 1971).

В карстовых полостях документация ведется с привязкой к плану и разрезу раздельно для коренных пород, обвальных, водных механических и водных хемогенных отложений. Описание коренных пород производится по обычной программе (вещественный состав, литология, особенности залегания, наличие и характер макро- и микротрещиноватости, тектонических нарушений и др.). В крупных полостях практикуется раздельное описание правой и левой стенок, свода и пола. Образцы коренных пород отбираются в количествах, достаточных для проведения всех видов лабораторных анализов.

Для обвальных и водных механических отложений определяются состав, размер и приуроченность к отдельным морфологическим элементам полости и тектоническим зонам; описываются условия залегания, мощность и стратиграфия, устанавливаются

генетические связи с подземными водотоками и намечаются направления дальнейших минералогических и палеозоологических исследований. Образцы обвальных отложений в большинстве случаев не отбираются. Образцы водных механических отложений отбираются для гранулометрического и шлихового анализов. Вес проб составляет в среднем 1.5—2.0 кг, а в отдельных случаях—15—20 кг. Отдельно отбираются пробы на микрофаунистический и палинологический анализы.

При документации водных хемогенных отложений устанавливаются связи между поверхностью, различными этажами пещер, системами водоопроводящих трещин и участками современной или древней натечной аккумуляции; определяются причины различной ориентировки натечных отложений (как косвенного индикатора направлений тектонических трещин); подсчитываются количественные (площадные) показатели натечной аккумуляции по всему разрезу полости; устанавливается наличие чередования водных хемогенных и водных механических отложений в разрезе заполнителя; отбираются образцы на химический, спектральный и другие виды анализов.

При камеральной обработке материалов используются обычные в геологической практике методы (изучение шлифов и пришлифовок, гранулометрический анализ ситовым и пипеточным методами, а также центрифугированием, минералогический анализ нерастворимого остатка известняков и заполнителя с выделением легкой и тяжелой, а для последней — магнитной и немагнитной фракций и др.).

Физические методы. Применяются в основном при лабораторной обработке материалов. Для определения состава карстующихся пород и отложений карстовых полостей используются спектральный, термический и рентгеноструктурный анализы. Для оценки возраста ископаемых костей используются методы определения потери веса при прокаливании в интервале 100—140° С и наибольшего показателя преломления костной ткани (Бачинский, 1967). В полевых условиях применяется одна из разновидностей люминесцентного анализа — окрашивание карстовых вод. В качестве индикатора используется флюресценция ($C_{20}H_{12}O_5$) или уранин ($C_{20}H_{10}O_5Na_2$), перед запуском растворенный в небольшом количестве слабой щелочи (100—150 г красителя на 1 л щелочи). Необходимое количество красителя (A , кг) определяется по формулам

Коротеева:

$$A = b \cdot l,$$

Мартеля:

$$A = l \cdot q_2$$

или Лориоля:

$$A = 0.5l |q_1 + q_2|,$$

где l — расстояние от места запуска красителя до ожидаемого места выхода (по прямой), км; q_1 — расход у места запуска, м³/сек.; q_2 — расход у места обнаружения, м³/сек.; b — числовой коэффициент (для карстовых районов юга СССР в среднем равный 0.6).

Запуск производится в поверхностные водотоки у места их поглощения либо в подземные водотоки на глубине 20—500 м от поверхности. Появление красителя фиксируется визуально в компараторе (разрешающая способность до 0.1 мг/м³; Viehmann, 1966) либо путем применения ловушек из активированного угля (разрешающая способность до 0.02 мг/м³. Dün, 1961; Zötl, 1965). Для выявления флюoresцена 50—100 зерен угля выдерживаются сутки в затемненном месте в 5-%ом растворе KOH или KОН-этанола. Отфильтрованный раствор рассматривается либо в компараторе, либо под ультрафиолетовыми лучами. Визуальные наблюдения в местах ожидаемых выходов окрашенной воды ведутся непрерывно, а ловушки сменяются через 1—2 дня. Время добегания оценивается по появлению первой окраски. Для определения истинной скорости потока в расчеты вводится коэффициент извилистости (1.2—1.4), полученный на основании обработки топографических материалов по всем полостям данного района. Гидромеханический анализ результатов опытов с окрашиванием, учитывая неоднозначность получаемых результатов (Jenko, 1959), не производится. Качественный анализ графиков окрашивания (характер подъема и спада интенсивности окраски, наличие дополнительных пиков с разной интенсивностью окраски и пр.) позволяет в ряде случаев делать выводы о существовании в системе подземных потоков водопадов и регулирующих емкостей.

Геохимические методы. Используются в основном при лабораторной обработке полевых материалов. Чаще всего применяется обычный химический метод анализа карстующихся пород, подземных вод и выполняющих карстовые полости отложений. В некоторых полостях производятся более детальные гидрохимические исследования. Непосредственно под землей при помощи полевой лаборатории Резникова определяются ионы HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , а также pH (переносным pH-метром ППМ-03 М-1). Для определения агрессивной CO_2 используется способ Гейера без изоляции пробы воды с мраморным порошком от атмосферы. Этим создаются условия, близкие к реальным условиям открытых карбонатных систем (Д. С. Соколов, 1962).

При обработке материалов химических анализов применяется гидрохимическая классификация, принятая в научных и производственных организациях Министерства геологии СССР. Название химического типа воды определяется по ионам, содержание

которых превышает 25%-экв. в порядке от меньшего к большему. Суммы миллиграмм-эквивалентов анионов и катионов (каждая в отдельности) приравниваются 100%. Систематизация материалов и их генетическая обработка производятся по методике С. А. Дурова, а при обработке материалов используются гидрохимические профили А. А. Бродского. Для гидрохимических и карстологических расчетов применяются средние арифметические значения минерализации и ионного состава подземных вод. Показатель современной активности карста рассчитывается по методике Н. В. Родионова. Кроме того, определяется величина подземной химической денудации, а также градиенты вертикального и горизонтального выщелачивания (Дублянский, 1971).

Пробы воздуха на газовый анализ отбираются в бутылки, заполненные прокипяченным насыщенным раствором соды. Их анализ производится по общепринятой методике. Содержания CO_2 и CH_4 в воздухе пещер определяются на месте шахтным интерферометром ШИ-3.

Гидрологические методы. Применяются при уточнении расчетных значений отдельных элементов водного баланса и выяснении влияния климата на формирование карстовых полостей. Для этого организуются стационарные наблюдения за химическим режимом атмосферных осадков, испарением с поверхности воды, грунта, снега, влажностью грунта, распределением жидких и твердых осадков на различных элементах карстового рельефа, поверхностным стоком и его поглощением на отдельных водосборах. Методика наблюдений не отличается от принятой в системе Гидрометеослужбы, а отдельные детали ее описаны в литературе (Альбов, Дублянский, 1964; Дублянский, 1969а, и др.).

Гидрогеологические методы. Используются для выяснения особенностей обводнения различных частей разреза карстующихся пород. При этом описываются все водопроявления. В области питания ведутся наблюдения над условиями формирования поверхностного стока с оценкой роли инфильтрационной и инфильтрационной составляющих в питании карстовых полостей. Изучаются и картируются морфологические следы периодического стока и аккумулятивных отложений в их устьевых частях; определяется площадь современного и предполагаемая площадь древнего водосбора, тяготеющего к исследуемой полости. На склонах горных массивов и в долинах рек определяются тип каждого источника (нисходящий, восходящий, переливающийся и др.), характер его деятельности (постоянный, периодический), связь с другими источниками, особенности режима в разные гидрологические сезоны, расход, температура, химический состав, наличие отложений туфов.

Гидрогеологические наблюдения под землей заключаются в описании всех водопроявлений (мокрые пятна, капель, отдельные и сконцентрированные струи, потоки, проточные и не-проточные озера, подземные реки). Устанавливаются геологи-

ческие условия формирования скоплений подземных вод, их происхождение, температура, химический состав. Изучение обводненности полости увязывается с анализом морфологических следов деятельности воды (желоба, площадки, ниши, отложение глины и песка, уровни стояния паводковых вод и др.). Определяются размеры (длина, ширина, глубина) подземных озер, их проточность, меженные и паводковые запасы, скорость течения рек. Для получения данных о палеорасходах и палеоскоростях подземных водотоков используется номограмма Хьюстрема—Буркхардта (Burkhardt, 1958).

Отмечаются участки развития снежного и ледового покрова, выясняется происхождение льда, мощность, плотность на разной глубине, сезонность образования ледяных форм и их морфология, оцениваются запасы воды в снегу в разные сезоны.

Микроклиматические методы. Применяются при маршрутных и стационарных исследованиях. Наблюдения ведутся при помощи аспирационного психрометра, барометра БАММ-10, анемометров МГ-13 и АСО-3. У входа в полость и через каждые 5—10 м внутри нее на расстоянии 1,0 м от пола и стенок снимаются отсчеты по приборам. В наиболее типичных участках полости производятся послойные замеры на высоте 0,1, 0,5, 1,0, 1,5, 2,0, 2,5 м от пола в центре галерей и у ее стенок. В дальнейшем по психрометрическим таблицам и Jd -диаграмме (Свойства..., 1960) определяются абсолютная и относительная влажность, дефицит насыщения, влаго- и теплосодержание воздуха. При стационарном изучении отдельных карстовых полостей под землей на длительное время (от 7 дней до 1 года) устанавливаются барографы, термографы и гигрографы с суточным и недельным заводом. Обработка лент самописцев производится в соответствии с требованиями Гидрометеослужбы СССР. Для регистрации изменений направления движения воздуха в пещерах со значительным перепадом давления на входе и выходе используются барографы и микробарографы.

При обработке материалов полевых наблюдений определяются средняя приведенная скорость движения воздуха для групп однотипных карстовых полостей, средний суточный расход воздушного потока, проходящего через полость, интенсивность воздухообмена (отношение суточного расхода потока к объему полости), средняя, минимальная и максимальная температура, абсолютная и относительная влажность воздуха в конкретных карстовых полостях. Полученные осредненные показатели служат основанием для отнесения полости к тому или иному микроклиматическому классу и типу. По ним, согласно методике, предложенной В. Н. Оболенским (1944) и уточненной автором, производится расчет количества конденсационной влаги, скапливающейся в трещинно-карстовых коллекторах.

Геофизические методы. Описанию методики геофизических исследований карстовых районов Украины посвя-

щены специальные монографии (Головцын и др., 1966; Дублянский, Смольников, 1969). Поэтому изложим здесь лишь основные ее положения. Направления геофизических профилей выбираются на местности специалистами-карстологами, которые ставят перед геофизиками конкретную задачу прослеживания той или иной полости, тектонического нарушения, контакта карстующихся и некарстующихся пород. При интерпретации геофизических материалов используются данные спелеологических исследований. Геофизические работы осуществляются с помощью комплекса электроразведочных методов: вертикальных электрических, дипольно-осевых и круговых зондирований (ВЭЗ, ДОЗ, КЭЗ), а также симметричного электрофильтрования с использованием съемки срединных градиентов $AMNB$, $AA'MNB'B$, $AB_{\text{филь}}$. Сочетание ВЭЗ с электрофильтрованием для выявления карстовых полостей дает положительные результаты в том случае, когда глубина их залегания соизмерима с размерами. При благоприятных геоэлектрических условиях и спокойном рельфе электроразведкой удается выявить полости на глубине до 200 м. Для введения поправки на рельеф (карстовые воронки) используются специальные номограммы, а при работе близ крутых обрывов вместо обычной карты p_k строится карта градиентов p_k (Головцын и др., 1966). Для прослеживания недоступных продолжений пещер и шахт используются методы вариометрической съемки и радиоволнового просвечивания, а для определения мощности глинистого заполнителя и конфигурации коренного дна полости под ним применяется метод микросейсмического профилирования.

Биологические методы. Используются при определении возраста карстующихся пород и заполнителя карстовых полостей (палеонтологический и микрофаунистический методы), а также при изучении видового состава ископаемой наземной и авиафлоры, современной наземной и водной фауны. Эти работы проводятся по специальным методикам. Полученные материалы используются при палеогеографических построениях, гидрогеологическом районировании и определении возраста карстовых полостей (Бачинский, Дублянский, 1968).

Археологические методы. Применяются для датирования пещерных отложений, определения характера использования карстовых полостей и уточнения их гидрогеологического режима (Домбровский, Щепинский, 1963).

Статистические методы. Используются для обработки материалов массовых наблюдений, полученных при изучении карстовых полостей Горного Крыма. Особо необходимо применять их при обработке данных многолетних наблюдений над высотой, плотностью и водностью снежного покрова на зарастающих водосборах, фильтрационными свойствами почвогрунтов, химическим составом подземных вод. Установлено наличие корреляционных зависимостей между плотностью снега

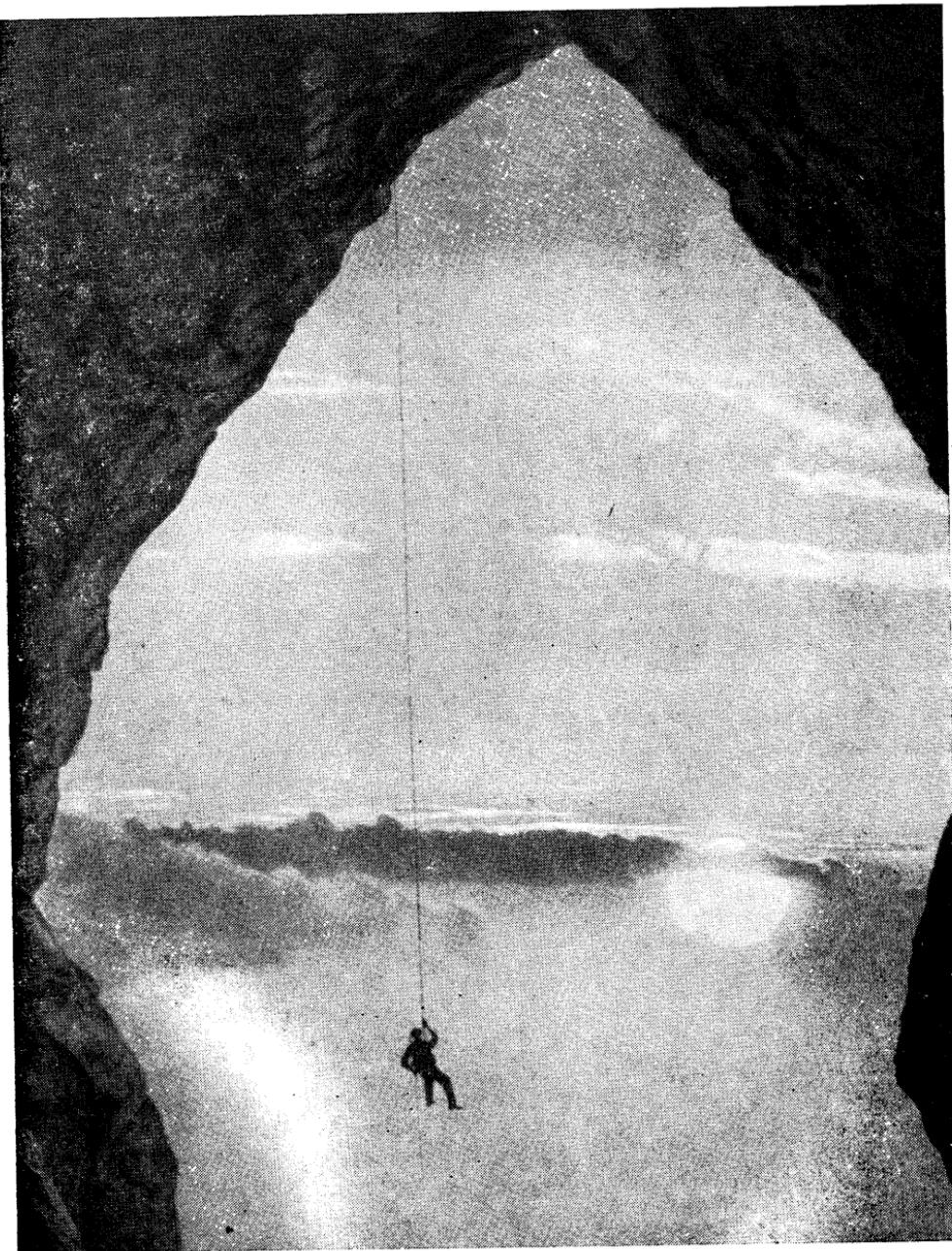


Рис. 2. Спуск в пещеру Медовая на южном обрыве Ай-Петринского массива.

и содержанием в талых водах агрессивной CO_2 , между площадью входа и глубиной нивально-коррозионных полостей, между расстоянием от входа в полость и температурой (влажностью) воздуха в ней, среднесуточной температурой воздуха на плато в период снеготаяния и паводковым расходом источников, расходом подземного потока и количеством влаги, конденсирующейся в трещинно-карстовых коллекторах, расходом подземного потока и его минерализацией, температурой воды и средним диаметром оолитов и пизолитов, образующихся в слабопроточных ванночках, и пр. Значимость установленных связей оценивается общепринятыми методами (Плохинский, 1970).

Спелеологические методы. Поиск, разведка и прохождение сложных карстовых пещер и вертикальных полостей глубиной 300—500 м (рис. 2), а также основные положения техники и тактики работы под землей освещены в работах В. В. Илюхина и В. Н. Дублянского (1968) и В. М. Дублянского (1973). Методика проведения работ в обводненных полостях с применением акваланга изложена в заметках М. П. Аронова, П. А. Боровикова и В. П. Бровко (Аронов, Сотников, 1965).

УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ КАРСТА ГОРНОГО КРЫМА

Мегантиклиниорий Горного Крыма входит в состав Альпийской геосинклинальной области. В строении его центральной части принимают участие отложения триасовой, юрской и меловой систем, слагающие ряд складчато-глыбовых структур — антиклиниориев и синклиниориев. В ядрах антиклиниориев на поверхность выходят некарстующиеся отложения терригенного флиша триаса и нижней юры (таврическая серия). Синклиниории выполнены среднеюрскими, верхнеюрскими и отчасти нижнемеловыми породами. Северное крыло мегантиклиниория сложено меловыми, палеогеновыми и неогеновыми карбонатными отложениями (Геология СССР, 1969).

В Горном Крыму Б. Н. Иванов (1961) выделил по орографическому и структурно-тектоническому признакам 2 карстовые области и 17 карстовых районов. Горно-Крымская карстовая область располагается в пределах Юго-Западного и Восточно-Крымского синклиниориев, Предгорно-Крымская — в пределах северного крыла мегантиклиниория Горного Крыма.

Юго-Западному синклиниорию орографически соответствует западная, низкогорная часть Главной гряды Крымских гор между мысом Айя и вершиной Мердвек-Каясы, а также ее центральная среднегорная часть до водораздела Альмы и Салгира. Здесь выделяются Нижне-Сухореченский, Варнутский, Байдарский, Приморский, Западно-АйПетринский, Центрально-АйПетринский, Восточно-АйПетринский, Ялтинский, Никитский и Бабуганский карстовые районы.

Цоколь Главной гряды слагают смятые в сложные складки отложения таврической серии и лежащие на них с угловым несогласием породы средней юры. Верхнеюрские отложения представлены разнообразными известняками. В Восточно-АйПетринском и Бабуганском карстовых районах это в основном слоистые глинистые и пелитоморфные светло-серые известняки оксфорда — титона. В Западно-АйПетринском и Центрально-АйПетринском районах титонские известняки представлены красноватыми брекчевидными разностями. В Байдарском и Варнутском районах они постепенно замещаются флишевыми отложениями. В пре-

делах перечисленных карстовых районов нижнемеловые глины апта—валанжина развиты только на северном склоне Главной гряды, где выполняют глубокие эрозионно-тектонические депрессии в титонских известняках. С севера синклиниорий ограничен сбросами, которые разделяют его на ряд узких ступенчатых блоков. Ложе синклиниория очень неровное: многочисленные по-перечные сбросы обуславливают погружение подошвы верхнеюрских известняков в районе Байдарской котловины и к западу от нее ниже уровня моря. Инженерная мощность верхнеюрских известняков составляет 100—200 (Приморский)—900—1100 м (Ялтинский район).

Восточно-Крымскому синклиниорию орографически соответствует среднегорная часть Главной гряды от водораздела Альмы и Салгира до района Феодосии. Здесь выделяются Чатырдагский, Демерджи-Долгоруковский, Карабийский и Агармышский карстовые районы. Синклиниорий сложен разнообразными по составу отложениями юры и нижнего мела и по строению резко асимметричен. В южном крыле конгломераты оксфорда—кимериджа круто, с резким несогласием ложатся на отложения таврической серии, к северу они быстро выполняются и перекрываются титонскими известняками. В северном крыле синклиниория титонские известняки перекрыты некарстующимися меловыми отложениями. Как и в Юго-Западном синклиниории, Главная гряда здесь разбита на блоки рядом продольных и поперечных сбросов. В западной части синклиниорий осложнен Салгирской эрозионно-тектонической депрессией, выполненной некарстующимися отложениями апта—альба. К востоку от меридиана Белогорска синклиниорий слагает мощная толща титонского флиша, лиць местами замещающегося известняками (Агармышский район). Инженерная мощность верхнеюрских известняков составляет 200—700 м. Всюду, за исключением отдельных опущенных блоков северного склона, их подошва находится выше уровня моря.

Северное крыло мегантиклиниория Горного Крыма сложено полого наклоненными к северу слоями меловых, палеогеновых и неогеновых отложений, представленных глинами, конгломератами, песчаниками, мергелями и известняками. Здесь располагается Предгорно-Крымская карстовая область, в состав которой входят Предгорный, Бахчисарайский и Белогорский карстовые районы (Иванов, 1961). Подземные карстовые формы здесь встречаются редко, поэтому основное внимание в дальнейшем уделяется рассмотрению особенностей развития карста Горно-Крымской карстовой области. В целом для Горного Крыма характерен карбонатный среднегорный тип карста.

Согласно Д. С. Соколову (1962), к основным условиям развития карста относятся наличие карстующихся пород, обладающих трещинной или поровой проницаемостью, и движущихся вод, способных растворять горную породу. Каждое из условий развития карста, сформулированных Д. С. Соколовым, является

необходимым, но недостаточным для того, чтобы начался процесс закарстования. Лишь там, где все эти четыре условия проявляются одновременно, начинаются карстовые процессы, возникают различные поверхности и подземные карстовые формы. Анализ изменений этих условий в аспекте геологического времени дает ключ к пониманию палеогидрографии района, позволяет выделять фазы и стадии карстового процесса на данной территории.

Первое условие развития карста — наличие карстующихся пород. В пределах Главной гряды Крымских гор широко распространены различные карбонатные породы, относящиеся более чем к двадцати литологическим разновидностям (Чуриков, 1961). Такое дробное деление, будучи оправданным при специальных литолого-петрографических исследованиях, осложняет изучение и картирование карстующейся толщи при гидрографических и карстологических исследованиях.

Для этих целей на основании изучения петрографических особенностей и химического состава различных генетических разновидностей карбонатных пород разработана более простая — пятивенная — текстурная их классификация (Задорожная, 1971; табл. 1). В неслоистых, толстослоистых и среднеплитовых известняках распределение и морфологические признаки поверхностных и подземных карстовых форм различны. В тонкоплитчатых и листоватых известняках карстовые формы встречаются редко. При содержании нерастворимого остатка 8—10% интенсивность растворения известняков зависит не только от химического, но и от минералогического состава. Глинистая примесь замедляет коррозию, кальматируя трещины, песчаная ускоряет разрушение известняков. В карбонатных породах Горного Крыма преобладает нерастворимый остаток тонкой размерности (<0.01 мм). Содержание этих фракций достигает 84% выхода нерастворимого остатка в неслоистых и даже 94.5% в листоватых известняках. При этом в них преобладают гидрослюды типа иллита с небольшой примесью каолинита и монтмориллонита (Задорожная, 1971).

В пределах большинства карстовых районов Горного Крыма более молодые осадки, чем верхнеюрские и нижневаланжинские, до сих пор неизвестны. Верхнеюрские известняки обнажаются непосредственно на поверхности плато, что дает основание относить Горный Крым к области развития типичного голого (открытого) карста (Гвоздецкий, 1954, 1972). Работы карстологов ИМР показали, что в Крыму имеются также районы, характеризующиеся развитием покрытого карста (Байдарский, Сухореченский, Варнуский, северная периферия Агармышского районов). Во многих карстовых массивах известняки перекрыты довольно мощными щебнисто-глинистыми накоплениями, развитыми горными черноземами и горно-луговыми черноземовидными почвами. В этих условиях развивается задернованный карст. Весьма перспективно в теоретическом отношении предложение Б. Н. Ива-

Таблица 1

Средний химический состав (%) текстурных разновидностей верхнеюрских известняков
Горно-Крымской карстовой области (Задорожная, 1971)

Известняки	Мощность слоя, м	Число проб	CaO	MgO	MnO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SO ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	П. п. п.
Неслоистые	—	156	53.1	0.80	0.01	0.28	0.44	0.13	1.17	0.04	0.14	44.0	0.24
Толстослоистые	> 0.5	116	52.0	1.32	0.02	0.58	0.96	0.21	2.12	0.08	0.27	42.8	0.34
Среднеплитовые	0.3—0.5	97	51.3	1.54	0.03	0.73	1.02	0.23	3.52	0.12	0.36	42.2	0.31
Тонкплитчатые	0.1—0.3	54	49.6	1.85	0.01	0.75	1.10	0.19	4.10	0.04	0.37	41.6	0.27
Листоватые	< 0.1	26	44.5	1.96	0.04	1.34	2.40	0.26	11.30	0.10	0.49	38.3	0.57

Таблица 2

Климатическая характеристика Горно-Крымской карстовой области по данным метеостанций
Ай-Петри (А) и Караби (К)

Метеоэлемент	Метео- станция	Месяцы												Периоды		Год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XI—IV	V—X	
Средняя темпера- тура, °С	А	-3.8	-3.9	-0.8	3.7	9.6	12.9	15.4	15.4	11.4	7.8	2.2	-1.4	-0.7	12.0	5.7
	К	-3.7	-3.9	-0.2	4.7	10.4	13.6	16.4	16.3	12.3	8.3	2.5	-1.2	-0.3	12.9	6.3
Осадки, мм	А	134	110	79	47	48	76	63	48	49	75	99	136	605	359	964
	К	31	27	26	42	60	68	68	45	50	55	44	49	219	346	565
Абсолютная влаж- ность, мм рт. ст.	А	2.9	2.9	3.3	4.3	6.1	8.0	8.9	8.7	7.1	5.7	4.3	3.6	3.6	7.4	5.5
	К	3.0	3.1	3.4	4.3	6.4	8.3	9.3	8.9	7.2	5.8	4.4	3.7	3.6	7.6	5.6

нова (1965, 1969) о выделении покрытой, полупокрытой и открытой стадий развития карста как типичных геоморфологических обстановок для зон интенсивных, слабых устойчивых, иногда дифференцированных или замедленных поднятий.

Второе условие развития карста — наличие трещинной и поровой водопроницаемости. Коэффициент открытой пористости в неслоистых известняках составляет в среднем 1—2%, в слоистых — 3—4% (Дахнов и др., 1963). При проходке Ялтинского гидротоннеля была выявлена довольно четкая связь между величиной пористости и текстурными признаками пород. Для неслоистых и толстослоистых известняков коэффициент открытой пористости равен в среднем 1.79%, а для среднеплитовых и тонкоплитчатых известняков — 3.74%. Изучение пористости известняков в шлифах по методу Е. М. Смехова показало, что она в основном вторична и связана с процессами перекристаллизации. Величина пористости изменяется в широких пределах и составляет в среднем 0.30% (Задорожная, Васильев, 1969).

Водопроницаемость известняков Крыма в пределах верхних и средних гидродинамических зон определяется в основном их тектонической трещиноватостью. В процессе карстологических съемок и изучения подземных карстовых полостей получен огромный (несколько десятков тысяч замеров) фактический материал о развитии трещиноватости разных типов в различных карбонатных блоках. Преобладающими являются взаимосвязанные системы трещин с простираем 120—130 — 300—310° и 40—50 — 220—230°, 0—10 — 180—190° и 80—90 — 260—270°. Детальные исследования тектонической трещиноватости Ялтинского и Байдарского районов (Комплексные изыскания..., 1971) показали, что в неслоистых известняках главная для данного блока серия трещин проявляется в виде узких, а в слоистых известняках — в виде более широких и распластанных ников. В скальных породах преобладают вертикальные и крутонаклонные, в полускальных — более полого падающие трещины. Число открытых трещин на 1 градусный метр (модуль трещиноватости) резко возрастает в приразломных зонах, причем максимумы (40—60%) соответствуют опущенным блокам. С этими зонами, расположенными в 10—100 м от сместителя нарушения, связаны максимум обводнения и основные крупные карстовые полости Крыма. Зоны нарушений часто глинизованы, брекчированы и представляют естественные барражи, разделяющие блоки с различными гидрогеологическими свойствами (Дублянский, 1971; Шутов, 1971).

Третье условие развития карста — наличие движущихся вод. Если первые два условия — это пассивный фон развития закарстования, то поверхностные и подземные воды — активные компоненты, меняющиеся в различных районах и в разные сезоны в зависимости от климатических и погодных особенностей.

Главная горная гряда представляет собой специфический климатический район и подразделяется на подрайоны; каждый из них можно характеризовать по данным многолетних наблюдений Ай-Петринской метеостанции — для Западного и Карабийской — для Восточного подрайонов. Остальные метеостанции и метеопосты имеют короткий период наблюдений (до 10—15 лет) и располагаются в основном за пределами распространения карстующихся пород. Недостаточная густота метеосети осложняет гидрогеологические расчеты, тем более что данные опорной метеостанции Ай-Петри, расположенной у бровки плато, нуждаются в корректировке (Дублянский, 1969а).

Сведения о среднемесячных температурах воздуха для западной и восточной частей Главной гряды приведены в табл. 2. Усиление континентальности климата с запада на восток находит отражение в увеличении годовой амплитуды колебаний температуры воздуха ($19.3 - 20.3^{\circ}$), в повышении на 0.6° среднегодовой температуры воздуха, в увеличении абсолютного максимума температур ($+26.2 - +28.4^{\circ}$) и в снижении их абсолютного минимума ($-20.3 - -22.0^{\circ}$). По средним датам появления и схода снежного покрова на Главной гряде можно выделить теплый (V—X) и холодный (XI—IV) периоды, для которых характерен свой ход климатических элементов.

Наибольший интерес для понимания особенностей прохождения процессов закарствования представляет холодный период. Количество тепла, получаемого единицей поверхности грунта, зависит от продолжительности инсоляции, экспозиции и крутизны склона. Расчеты М. А. Кочкина (1967) и микроклиматические наблюдения на гидрогеологической станции ИМР на Ай-Петри показали, что в холодный период крутые склоны южной экспозиции получают в 2 раза больше тепла, чем поверхность плато в целом, в 2.3 раза больше, чем пологие склоны восточной и западной экспозиций, и в 4—5 раз больше, чем крутые склоны западной, восточной и северной экспозиций. Это обуславливает резкое (в 2—3 раза) возрастание числа дней с дневными положительными температурами воздуха и усиливает действие морозного выветривания и нивальных процессов на элементах карстового микро- и мезорельефа, имеющих южную экспозицию. В теплый период физическое выветривание проявляется в меньшей степени, однако в мае, июне и сентябре на отрицательных элементах карстового микрорельефа неоднократно отмечается переход абсолютного минимума температуры через нуль. В карстовых воронках отрицательная температура воздуха в ночное время зафиксирована даже в июле.

По данным климатических справочников (Ресурсы..., 1966), на западных яйлах выпадает 900—1000 мм осадков, а на восточных — 500—600 мм (табл. 2). В последние годы установлено, что принятый за эталонный осадкомер Третьякова занижает годовую сумму осадков на 10—20%, поэтому при балансовых рас-

четах рекомендуется увеличивать ее в среднем на 15 %. В условиях Горного Крыма весьма велики потери на смачивание и выдувание. После введения поправок, предложенных И. Н. Нечаевым и Л. Р. Струзера, реальное количество осадков в горах Крыма увеличивается на 30—35 % (Дублянский, 1969а).

Месячный ход осадков еще больше подчеркивает климатические различия между западными и восточными яйлами. На Ай-Петри в холодный период выпадает 62 %, а на Караби — 39 % годовой нормы осадков. Средние месячные количества осадков в теплый сезон колеблются от 45 мм (август, Караби) до 75 мм (октябрь, Ай-Петри).

Специальные наблюдения над особенностями распределения снежного покрова в горах Крыма показали, что поправочный коэффициент к данным пентадной снегосъемки, проводимой Крымской ГМО, составляет для разных элементов карстового микро- и мезорельефа 0.65—3.07. Совершенно не улавливаются сетевыми приборами горизонтальные осадки (изморозь, ожеледь, гололед), в отдельные дни составляющие 140—400 % суммы учтенных осадков (Дублянский, 1969а; Ведь, 1970).

Абсолютная влажность воздуха на западных и восточных яйлах разнится незначительно (на 0.1—0.4 мм рт. ст.). Довольно высокие значения абсолютной влажности в теплый период способствуют активной конденсации влаги в трещинно-карстовых коллекторах и в то же время в силу невысокой относительной влажности воздуха не препятствуют ее испарению с поверхности почвогрунта. До последнего времени фактических данных для определения испарения не было. М. В. Чуринов оценивал величину суммарного испарения в 20 %, И. Г. Глухов — в 43.5 %, Л. П. Сеякова — в 62—67 %. А. А. Борисов — в 73 %. Наблюдения, проведенные на Ай-Петринском горном массиве, показали, что величина испарения с грунта составляет 41.0 %, со снега — 9.1 %, с воды — 57.5 % нормы осадков (Дублянский, 1969а).

В целом климатические условия Горного Крыма в теплый период неблагоприятны для питания подземных вод. Большая часть выпадающих осадков расходуется на испарение. Запасы подземных вод пополняются только за счет конденсации и ливневых осадков интенсивностью > 20 мм/сут. Климатические условия холодного периода, напротив, весьма благоприятны для питания подземных вод и активного закарствования.

Четвертое условие развития карста — наличие карбонатной агрессивности поверхности и подземных вод. В СССР эта проблема наиболее полно рассмотрена А. А. Колодяжной (1972). Ею показано, что карбонатная агрессивность формируется за счет поступления CO_2 из воздуха, почвы, за счет окисления органических и неорганических веществ и микробиологических процессов. В ходе маршрутных и полустационарных исследований установлено, что дождевые, суговые и инфильтрационные воды

Главной гряды во всех случаях являются агрессивными к известнякам. По мере движения по трещинам и карстовым каналам происходит быстрое снижение их агрессивности.

Б. Н. Иванов (1965, 1969 и др.) считает неотектонические движения положительного знака пятым обязательным условием развития карста. Не отрицая важности неотектонических подвижек в активизации или затухании процессов закарствования, отметим, что они не являются необходимым условием прохождения этого процесса. Это особенно хорошо видно на примере приподнятых цокольных массивов Горного Крыма, карстовые процессы в которых развивались как на фоне поднятий, так и на фоне стабилизации тектонических движений и даже кратковременных опусканий.

Таким образом, геологическая и физико-географическая обстановка Горного Крыма весьма благоприятна для развития карстовых процессов. Именно поэтому на плато горных массивов образовались разнообразные по форме и размерам поверхностные карстовые формы. Их наличие оказывает существенное влияние на развитие подземного закарствования. Описанию поверхностных карстовых форм посвящена обширная литература (Крубер, 1915; Николаев, 1946; Гвоздецкий, 1954; Чуринов, 1961, и др.), однако основные закономерности их размещения, генезис и морфология были выяснены только в результате работ ИМР в 1956—1968 гг. (Иванов, 1964; Зенгина, 1967, и др.).

Для районов, находящихся в открытой стадии закарствования, характерно большое разнообразие поверхностных карстовых форм. По мнению И. К. Зайцева (1940), их можно объединить в генетический ряд, начинающийся понорами и завершающийся карстовыми польями. Позднее был установлен более сложный характер типовых связей поверхностных карстопроявлений (Гидрогеология СССР, 1970). По размеру, генезису и возрасту поверхностные карстовые формы подразделяют на три группы.

К макроформам относятся карстово-эрэзионные долины, карстовые котловины и полья. Палеогеографический анализ свидетельствует, что эти крупные элементы современного карстового рельефа наложены на миоцен-плиоценовую, а местами, возможно, и на более древнюю эрозионную сеть, реконструировать которую сейчас удается лишь частично.

Карстово-эрэзионные долины — резко выраженные в рельефе вытянутые понижения длиной до 7—8 км и глубиной до 200—300 м, на склонах горных массивов часто переходящие в настоящие эрозионные долины. Их верховья иногда заложены в слабокарстующихся породах (долины Эгиз-Тинах—Когей на Караби, Суботхан — на Долгоруковском массиве), а сами долины контролируются тектоническими нарушениями (долина Карадагского леса на Ай-Петринском массиве).

Карстовые котловины — резко выраженные в рельефе замкнутые понижения круглой или неправильной формы

глубиной до 100 м. Их появление свидетельствует о распаде древних эрозионных систем на плато на отдельные карстовые водосборы.

Полья — котловины, в днищах которых обнажаются некарстующиеся породы. В Крыму известно лишь одно небольшое (менее 1 км²) карстовое полье Бештекское, в днище которого вскрыты верхнебатские или нижнекелловейские глины с прослоями песчаников и известняков.

К мезоформам относятся карстовые ложбины, воронки, просадки, рвы.

Карстовые (эрэзионно-карстовые) ложбины — наклонные вытянутые понижения на бортах карстовых долин, котловин и полей. Их морфология, так же как и морфология упомянутых макроформ, определяется структурными и литологическими особенностями известняков.

Карстовые воронки являются наиболее распространенной поверхностью карстовой формой. Симметричные воронки (их насчитывается 2210 шт.) формируются обычно в неслоистых и толстослоистых известняках по тектоническим трещинам различных направлений. Наиболее распространены воронки малого (до 10 м) и среднего (10—50 м) размеров (68%), неглубокие (до 5 м) и средние (5—15 м) по глубине (85%). Крупные формы (более 100 м в диаметре и глубже 15 м) встречаются редко (7—15%). Асимметричные воронки (общее их число 2874 шт.) обычны для толщ переслаивания и формируются по тектоническим трещинам и трещинам напластования. Среди них преобладают формы большого (50—100 и более метров) диаметра (50%), неглубокие и средние по глубине (83%). Карстовые воронки наложены как на первичный структурно-денудационный рельеф плато, так и на все описанные макроформы карстового рельефа (Дублянский, Зенгина, 1970). Идея И. К. Зайцева (1940) о развитии карстовых котловин и ложбин за счет слияния воронок новейшими исследованиями не подтверждается. Также не подтверждаются представления Н. Н. Биндермана (1925) о провальном происхождении большинства карстовых воронок. В очень редких случаях (0.2%) происходят провалы днищ воронок, приводящие к вскрытию древних каналов подземного стока. В целом карстовые воронки Крыма имеют нивально-коррозионное происхождение. Наличие в основании разреза рыхлых отложений отдельных воронок коричневато-красных тяжелых суглинков с кремневыми орудиями мустырского облика и многочисленные находки мезолитических орудий в коричневато-бурых перекрывающих суглинках свидетельствуют об их плейстоценовом (миндель-рисс) и голоценовом (вюрг-поствюрг) возрасте (Комплексные изыскания..., 1971).

Карстовые просадки — округлые блюдцевидные углубления различных размеров, формирующиеся исключительно на днищах карстовых котловин, ложбин и воронок, в толще пере-

крышающего их элювиально-делювиального (в отдельных карстовых районах — аллювиально-делювиального) материала. Их образование, так же как и промыв заиленных поноров после сильных ливней и бурного снеготаяния, является естественным процессом. Карстовые просадки нельзя рассматривать как признак повышения активности или, по С. А. Ковалевскому (1966), «реактивации» карстовых процессов на современном этапе геологического развития Крыма.

Карстовые рвы — линейно вытянутые, иногда размещенные кулисообразно углубления с крутыми бортами и днищами, выполненные обвалным материалом. Обычно локализуются в прибрежной части плато и генетически связаны с трещинами отседания. Реже они встречаются в центральных частях плато, где приурочены к крупным тектоническим трещинам.

Микроформы карстового рельефа представлены различными каррами и понорами, которые наложены на все описанные выше макро- и мезоформы.

Карры широко распространены в неслоистых, толстослоистых и среднеплитовых известняках. На горизонтальных и слабонаклонных элементах рельефа формируются трещинные, бороздчатые, ячеистые и лунковидные карры, на наклонных и крутых элементах рельефа — желобчатые карры. Формирование карров обычно происходит вдоль плоскостей тектонических трещин и трещин выветривания за счет нивальной и пловиальной, а также биологической коррозии и местного размыва. Часто трещинные и бороздчатые карры образуют каровые поля.

Поноры располагаются на тех элементах рельефа, где существуют (или существовали ранее) условия для концентрации местного поверхностного стока (под структурными уступами, в тальвегах карстовых ложбин, в бортах и на днищах карстовых воронок, на днищах карстовых котловин, долин и пр.). Заложение по тектоническим трещинам и трещинам напластования, разные условия промыва и заполнения определяют их морфологическое разнообразие. Наличие на плато огромного количества карров (сотни тысяч) и различных поноров (десятки тысяч) характеризует современные условия «распыленного» питания карстовых вод.

Крупномасштабная карстологическая съемка показала, что для неслоистых известняков обычны замкнутые карстовые котловины, слабоасимметричные конусовидные воронки, линейные карры, открытые поноры. В толстослоистых и среднеплитовых известняках формируются закарстованные или незакарстованные долины и котловины, преимущественно удлиненные или угловатые, слабоконусовидные, изредка блюдцевидные воронки, округлые и линейные карры, полузакрытые и закрытые поноры. В тонкоплитчатых и листоватых известняках, чередующихся со слабо карстующимися глинисто-песчанисто-карбонатными породами, формируются закарстованные и незакарстованные долины, удли-

непные, блюдцевидные, редко конусовидные воронки, закрытые и полузакрытые поноры.

На склонах горных массивов в карстующихся или некарстующихся породах преобладают эрозионные формы. Поверхностные карстовые формы полностью отсутствуют, участки поглощения или местного пополнения поверхностного стока наблюдаются лишь в эрозионной сети, в зонах тектонических нарушений и интенсивной тектонической трещиноватости.

В карстовых районах, находящихся в покрытой и полупокрытой стадиях закарствования, выровненные участки, сложенные известняками, имеют одиночные карстовые воронки и карры, на наклонных участках встречаются лишь трещинно-карстовые формы.

Комплексные карты закарствования, составленные в ИМР, отражают геолого-структурные и литологические особенности карстующих пород, а также распределение поверхностного стока в разной степени закарстованных водосборах. Они являются основой для оценки инженерно-карстологических условий Горного Крыма. Однако такая оценка будет неполной без учета особенностей подземного закарствования. Этим вопросам посвящены следующие разделы монографии.

ГЕНЕЗИС И МОРФОЛОГИЯ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Состояние проблемы спелеогенеза

Проблема спелеогенеза — образования, разви-
тия, заполнения и уничтожения карстовых полостей — одна из узловых проблем теоретической карстологии и гидрогеологии карстовых областей. В отечественной литературе она кратко охарактеризована в работах И. К. Зайцева (1940), Н. А. Гвоздецкого (1954, 1972), Г. А. Максимовича (1963, 1969а), Л. И. Маруашвили (1969), В. Н. Дублянского (1971), З. К. Тинтилозова (1973), А. Г. Чикишева (1973а).

Решение проблемы спелеогенеза кроется в получении ответов на три вопроса: где, каким образом и когда происходило формирование данной карстовой полости. Анализ более 300 отечественных и зарубежных работ по спелеологии и гидрогеологии карста (Дублянский, 1971) свидетельствует, что в мировой литературе до сих пор нет единого мнения о происхождении карстовых полостей различной морфологии.

Ответ на первый вопрос фактически должен дать гидрогеолог. Если подземные воды движутся в виде изолированных водотоков, то карстовые полости формируются в пределах вадозной зоны; если они образуют единый уровень, то более вероятно их формирование в пределах фреатической зоны.¹ Некоторые исследователи (а их насчитывается 13%) отдают предпочтение фреатической зоне (Ballif, 1896; Grund, 1903; Savicki, 1909; Davis, 1930; Swinnerton, 1932; Moneymaker, 1941; Rhoades, Sinacori, 1941; Bretz, 1942; Kaye, 1957; Bretz, Harris, 1961; Тинтилов, 1973,

¹ Понятие о вадозной и фреатической зонах ввел в спелеологию А. Девис в 1902 г. В настоящее время за рубежом под вадозной зоной понимается зона свободной циркуляции подземных вод, располагающаяся выше их постоянного уровня. Для нее характерны: высокие скорости течения воды (более 100 м/сут.), активная коррозия и эрозия. Фреатическая зона располагается ниже постоянного уровня подземных вод. Эрозионная деятельность вод этой зоны невелика, и формирование карстовых полостей происходит под воздействием напорной коррозии и коррозии смешивания (Corbel, 1957; Trimble, 1968). В отечественной литературе вадозной зоне соответствуют зоны аэрации и сезонных колебаний уровня подземных вод, фреатической — зоны полного насыщения и глубинной циркуляции (Д. С. Соколов, 1962).

и др.); 25% ученых предполагают, что более благоприятные условия для образования пещер существуют в водозной зоне (Knebel, 1906; Katzer, 1909; Bock, 1910; Martel, 1921; Kytle, 1923; Lehmann, 1932; Piper, 1932; Gardner, 1933; Malott, 1937; Jenko, 1959; Giese, 1965, и др.), 56% исследователей либо допускают возможность формирования различных по морфологии карстовых полостей в пределах и фреатической, и водозной зон (Крубер, 1915; Trombe, 1952; Гвоздецкий, 1954; Corbel, 1957; Ford, 1972, и др.), либо указывают, что формирование полости начинается во фреатической, а кончается в водозной зоне (Крубер, 1915; Зайцев, 1940; Corbel, 1957; Максимович, 1963, 1969а; Маруашвили 1969; Гвоздецкий, 1972; Sweeting, 1972, и др.).

Ответ на вопрос, каким агентом сформирована данная карстовая полость, должны дать геоморфолог, гидрохимик и гидрогеолог. Незначительная часть исследователей (их 9%) считает ведущим фактором образования карстовых полостей эрозию либо безнапорными (эрозионная проработка; Katzer, 1909; Corbel, 1957; Rudnicki, 1960, и др.), либо напорными водами (эфорационная проработка; Bock, 1910; Kytle, 1923, и др.). В последние годы появилась новая гипотеза, объясняющая активную эрозионную проработку сифонных каналов кавитацией (Verdeil, 1961; Cése, 1965, и др.). Большинство сторонников эрозионного происхождения пещер (80%) считает обязательным условием подземной эрозии наличие местных или транзитных водотоков с водосборами, заложенными в некарстующихся породах (Corbel, 1957; Jakucs, 1967, и др.).

Некоторые ученые (19%) отдают предпочтение коррозии. Из них 8% объясняют формирование карстовых полостей нивальной коррозией (Крубер, 1915; Davis, 1930; Гвоздецкий, 1954; Corbel, 1957, и др.), 6% — конденсационной (Biese, 1934; Trombe, 1952; Гвоздецкий, 1954; Bretz, Harris, 1961; Максимович, 1963, и др.), 4% — коррозией смешивания (Bögli, 1965; Roglić, 1965; Sweeting, 1972, и др.), 1% — биологической коррозией (Dwyer, 1965, и др.). 15% исследователей считают, что коррозия — мощный фактор спелеогенеза в водозной зоне при наличии гравитационных турбулентных потоков, 4% — во фреатической зоне при наличии напорных вод с ламинарным режимом.

В 1953—1975 гг. была детально изучена роль отдельных составляющих карбонатной агрессивности подземных вод. Ее обусловливают не только угольная, но и сравнительно мало учитывавшиеся до сих пор в расчетах соляная, серная и азотная кислоты, а также большая группа органических кислот (щавелевая, муравьиная, янтарная, яблочная, гуминовая, фульвокислота и пр.), образующихся в результате жизнедеятельности микроорганизмов и почвообразующих процессов (Колодяжная, 1972). Большие успехи достигнуты и в изучении сезонности прохождения коррозионных процессов (Gams, 1966; Jakucs, 1973).

Несмотря на сказанное, абсолютное большинство ученых (52%) признает основными процессами, приводящими к образованию

карстовых полостей, и коррозию, и эрозию, избегая конкретных указаний в пользу преобладающего значения того или иного фактора.

Незначительная часть (20%) исследователей считает основными причинами формирования конкретных карстовых полостей иные процессы; из них 9% указывают на обрушение сводов (Biese, 1934; Максимович, 1963, и др.), 6% — на раскрытие трещин отседания (Renault, 1961; Д. С. Соколов, 1962, и др.), 3% — на действие микросейсмических сил, вызванных приливами и отливами (Moore, 1960; Maucha, 1968), 2% — на деятельность воздушных потоков.

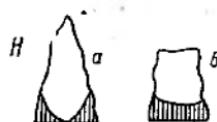
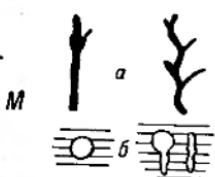
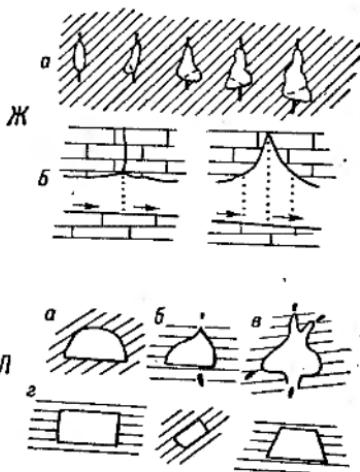
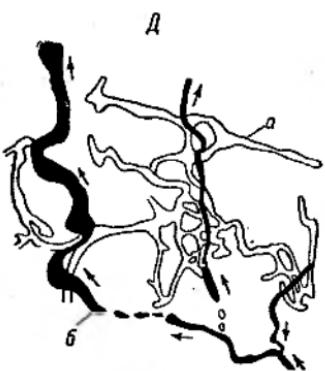
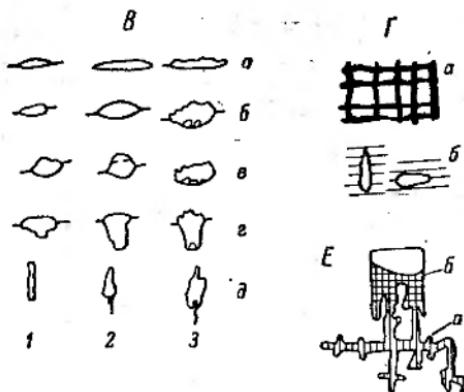
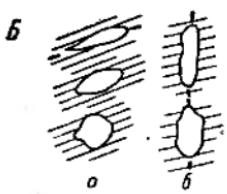
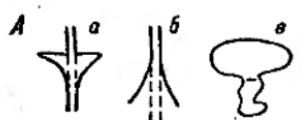
Одним из основных критериев для отнесения конкретной пещеры или шахты к классу полостей, сформированных в водозной или фреатической зонах за счет свободных или напорных потоков, производящих коррозионную или эрозионную проработку каналов, до последнего времени остается морфолого-седиментационный: форма полости и наличие в ней пещерных отложений определенного типа. К сожалению, и в этом вопросе пока преобладают гипотетические построения.

Полости фреатического происхождения могут иметь различную форму поперечных сечений (рис. 3, A—E). О. Леманн (Lehmann, 1932) показал, что в результате коррозионного расширения вертикальных трещин возникают ходы треугольного сечения с вершиной, направленной книзу при поднятии уровня воды вверху — при его снижении (рис. 3, A). П. Шевалье (Chevalier, 1944) полагал, что окружные или эллиптические сечения свойственны лишь пещерам, заложенным в гомогенной толще, пещеры же в гетерогенной толще имеют более сложные сечения, развивающиеся по напластованию и по тектоническим трещинам (рис. 3, B). А. Бегли (Bögli, 1965) рассматривал развитие поперечного профиля полостей как стадийный процесс, проходящий по-разному во фреатической (рис. 3, B, a, b, d) и в водозной (рис. 3, B, б, г) зонах. Позднее, приняв за основной фактор спелеогенеза коррозию сме-

Рис. 3. Морфология карстовых полостей, сформированных в различных гидродинамических зонах, согласно взглядам разных исследователей.

Фреатическая зона. A — преобразование вертикальной трещины в карстовую полость со сферическими контурами: а — при поднятии водного зеркала, б — при его опускании, в — при смене ламинарного режима турбулентным (Lehmann, 1932). B — схема развития галерей напорных систем: а — по напластованию, б — по тектоническим трещинам (Chevalier, 1944). В — стадии развития поперечных сечений карстовых полостей в однородных толстослойных известняках: 1—3 — соответственно юная, зрелая и старческая; а—д — морфологические ряды ходов пещер: а — узкие, б — эллиптические, в — окружные, г — ущельцевидные, д — вертикально-трещинные (Bögli, 1965). Г — план (а) и поперечные сечения (б) сети галерей во фреатической зоне (Corbel, 1957). Д — древняя фреатическая сеть карстовых полостей (а), переработанная водозными потоками (б) (Corbel, 1957). Е — поперечный профиль полости коррозионного происхождения (а), переработанный потоком со свободной поверхностью (б) и заполненный пещерными отложениями (Jakucs, 1967).

Водозная зона. Ж — развитие коридоров пещер (а) и шахт (б) над уровнем водного зеркала (Devis, 1930). З — возникновение куполов под действием ударной волны (Lehmann, 1932). И — схема развития подземных каналов (Chevalier, 1944). К — этапы формирования каньона и разновозрастных (а—е) отложений в нем (Trombe, 1952). Л — типы поперечных сечений карстовых полостей (Arlberger, 1954): а — простое круговое или тоннелеобразное, б — трещинное, в — «камин», г — прямоугольно-трапецидальные. М — план (а) и поперечные сечения (б) древовидных полостей (Corbel, 1957). Н — полый (а) и укороченный (б) эрозионные циклы развития пещеры (Jakucs, 1967).



шивания, он предположил, что эллиптические ходы формируются на глубине 100 и более метров от поверхности воды при слиянии трещин различных размеров. Ж. Корбель (Corbel, 1957) полагал наиболее характерным признаком фреатических систем лабиринтность в плане при простоте поперечных сечений (рис. 3, Г, а, б). Запутанная сеть древних фреатических галерей (рис. 3, Д, а) резко отличается от наложенных на них молодых водозных каналов (рис. 3, Д, б). Л. Якуч (Jakucs, 1967) также полагал, что между полостями фреатической и водозной зон имеются такие резкие различия, что их невозможно спутать даже при более поздней эрозионной переработке и частичном заполнении (Е).

Наиболее четко морфологические признаки полостей фреатического происхождения сформулировал Дж. Бретц (Bretz, 1942). Молодые пещеры, осущенные до образования крупных ходов, имеют треугольные поперечные сечения с повышенной шероховатостью стен. Зрелые системы характеризуются овальными и круговыми сечениями диаметром до 1,5 м. Развивающиеся фреатические системы имеют неправильные сечения, зависящие от структурных и текстурных факторов. Для фреатических галерей характерны губчатость (мелкие отверстия и пересекающиеся каналы); сетчатость (наличие двух или нескольких пересекающихся систем ходов, состоящих из параллельных каналов); жило-подобные каналы по напластованию и тектоническим трещинам; горизонтальные каналы в вертикальных пластах; округлые карманы, полутрубы, трубы в стенах и сводах; щелевидно выклинивающиеся ходы вдоль тектонических трещин; каменные арки и мости; глинистые ячей и ребра на стенах; отсутствие пещерного заполнителя или его автохтонность (остаточная пещерная глина).

Поперечные сечения полостей водозного происхождения также могут быть различны (рис. 3, Ж—Н). В. Дэвис (Davis, 1930) полагал, что галереи непрерывно расширяются и углубляются под влиянием боковой и донной эрозии (рис. 3, Ж, а), а их рост вверх связан с деятельностью инфильтрационных и конденсационных вод (рис. 3, Ж, б). О. Леманн (Lehmann, 1932) считал важным пещерообразующим фактором действие ударных волн, возникающих в верхней части водозных потоков при резких изменениях направления их движения. При этом, по его мнению, формируются круглые купола и плоские ниши (рис. 3, З). П. Шевалье (Chevalier, 1944) полагал, что форма подземных каньонов определяется текстурными свойствами известняков и направлениями систем основных трещин (рис. 3, И). Ф. Тромб (Trombe, 1952) подчеркивал значение изучения пещерных отложений для восстановления этапности развития сложных по морфологии галерей (рис. 3, К). Е. Арнбергер (Arnberger, 1954) полагал, что тоннелеобразные сечения возникают на тех участках водозных потоков, где они приобретают местный напор. Круговые профили характерны для незатопляемых участков, а шпилеобразные и трещинные — для зон тектонических нарушений. «Камины» обра-

зуются в зонах инфильтрации. Для слоистой толщи характерны прямоугольные и трапецидальные сечения (рис. 3, *L*). Ж. Корбелль (Corbel, 1957) считал, что водозным потокам свойственны окружные простые и сложные (с прорезью) сечения (рис. 3, *M*). Л. Якуч (Jakucs, 1967) указывал, что водозные потоки формируют треугольные сечения при «полном» и трапецидальные сечения при «незавершенном» цикле развития пещеры (рис. 3, *H*).

Согласно представлениям Дж. Бретца (Bretz, 1942), полостям водозного происхождения свойственны меандровые петли; горизонтальные каналы, развивающиеся по напластованию, параллельно с главным ходом; купола в сводах; «подвески», свисающие со сводов и сохранившие следы эрозионной обработки; коррозионные каналы в кровле; аллохтонный заполнитель. Наиболее характерные сечения — «речная система» (ширина больше высоты, правильный полуовал), прямоугольное (при обвалах блоков), готическое арочное (при наличии в своде фильтрующей трещины), «замочная скважина» (при наложении водозных потоков на фреатические), каньон (при проработке трещинных зон). Европейские исследователи указывали и на другие признаки водозных полостей: эрозионные котлы (мармиты); желоба, прорезающие вмещающие породы и заполнитель (Rudnicki, 1960); спиральные каналы-штопоры, «фасетки» на полах пещер, острые ребра которых направлены по потоку (Gése, 1965).

Таким образом, использование предлагаемых морфолого-седиментационных критериев не дает однозначного ответа на вопрос об условиях формирования той или иной галереи. Полостям разного генезиса могут быть свойственны сходные профили (рис. 3; *A*, *b—H*, *a*; *B*, *a—M*, *b*; *B*, *a—L*, *g*; *G*, *b—Ж*, *a*). «Наложенное» воздействие на фреатические галереи процессов, свойственных водозной зоне, создает такие сложные комбинации форм, которые пока не поддаются однозначной расшифровке.

Ответ на вопрос о геологическом возрасте карстовых полостей должен дать палеогеограф. Большая часть (80%) исследователей полагает, что карстовые полости формировались на фоне более или менее устойчивых восходящих тектонических движений в позднем неогене—антропогене. При этом авторы различных гипотез исходят из идеи их развития в рамках одного (Piper, 1932; Swinnerton, 1932) или двух (Davis, 1930; Bretz, 1942; Максимович, 1969а; Маруашвили, 1969) циклов формирования рельефа. В связи с этим разрабатывается и вызывает оживленную полемику проблема стадийности развития пещер (Максимович, 1963, 1969а; Маруашвили, 1969; Тинтилов, 1973). Некоторые ученые (20%) на основании теоретических соображений и фактических геологических материалов допускают возможность существования древних пещер, сформированных во время более или менее значительных континентальных перерывов. Например, Л. И. Маруашвили (1969) считает, что сухо-галерейная и грото-камерная стадии развития пещер могут длиться десятки миллионов лет.

Наиболее ярким примером палеонтологической датировки карстовых полостей является находка в бельгийской пещере Авен Берниссарт костных остатков игуанодонтов (Gése, 1965).

Анализ опубликованных работ по проблеме спелеогенеза, а также оживленные дискуссии по этому поводу на IV, V и VI Международных спелеологических конгрессах свидетельствуют, что ее нельзя считать окончательно решенной.

В 1960—1970 гг. на региональном материале разработан ряд интересных гипотез о происхождении различных карстовых полостей, в той или иной степени подкрепленных натурными экспериментами и моделированием (White, 1960; Д. С. Соколов, 1962; Н. И. Соколов, 1962; Максимович, 1965, 1969а; Gése, 1965; Bögli, 1965; Jakucs, 1967; Abramí, 1968; Ford, 1972; Sweeting, 1972; Колодяжная, 1972; Титилозов, 1973; Максимович и др., 1974, и др.). Однако все они носят характер вероятностного предположения, т. е. окончательно не подтверждены, то и не опровергнуты. Ни одну из гипотез спелеогенеза еще нельзя считать разработанной настолько глубоко, чтобы ее можно было возвести в ранг теории.² Упомянутые точки зрения различных ученых (и даже их процентные соотношения) по кардинальным моментам теории спелеогенеза свидетельствуют, на наш взгляд, о невозможности однозначного решения проблемы для всего множества карстовых форм. Очевидно, их следует сперва классифицировать — разделить по каким-либо особенностям на совокупности, характеризующиеся устойчивыми морфологическими, морфометрическими и генетическими признаками.

Принципы классификации карстовых полостей

Изменения представлений об условиях формирования карстовых полостей и ведущих процессах спелеогенеза вызвали к жизни множество классификационных схем. Приведем основные положения некоторых из них.

К началу XX в. наиболее употребительной была классификация И. Цвиича (Cvijić, 1893). Среди естественных шахт он выделял глубокие долины, ведущие к небольшой слепой пещере, шахтообразные долины, переходящие в горизонтальную пещеру, долины требичского типа (шахты, имеющие вид узкой трещины). А. Грунд (Grund, 1903) подразделял карстовые полости на вертикальные пещеры (эрзионные шахты и провальные ямы) и горизонтальные пещеры (сухие и с грунтовыми потоками). А. А. Крубер

² В отечественной и зарубежной литературе гипотетические представления А. Грунда и Ф. Катцера часто ошибочно называют теориями (*théorie du niveau du base, théorie des conduites*).

(1915) выделял коррозионные колодцеобразные дольны, естественные шахты и эрозионные шахты (вертикальные пещеры). Эти полости узкими щелями сообщаются с горизонтальными пещерами. Н. Биндеман и Н. Зимин (1926), исходя из представлений о провальном происхождении карстовых воронок, наметили следующий генетический ряд: трещина напластования—карр—понор—колодец (или наклонная пещера)—вертикальная пещера—сложная пещера—провальная воронка—блудцевидная воронка—увал—полье.

И. К. Зайцев (1940) относит колодцеобразные поноры, поноры-щели и карстовые шахты к поверхностным карстовым формам, образованным эрозией и коррозией. К глубинным (подземным) формам им отнесены вертикальные и горизонтальные каналы, галереи, пещеры и сифонные каналы. И. И. Николаев (1946) начинает генетическую линию карстовых форм понором, который может дать начало колодцу, естественной шахте, горизонтальной, наклонной или вертикальной пещерам. Н. А. Гвоздецкий (1954) подразделяет глубинные карстовые формы на колодцы, естественные шахты и пещеры. Г. Нанджерони (Nangeroni, 1958) предлагает комплексную классификацию карстовых форм по уклону (гроты, провалы, пещеры), по обводненности (безводные, поглощающие, проводящие, изливающие) и по происхождению (тектонические, обвальные, эрозионные, коррозионные). Д. С. Соколов (1962) относит колодцы, шахты и пропасти к формам, переходным от поверхностных к подземным. Подземные формы представлены закарстованными трещинами, карстовыми пещерами, каналами, кавернами и порами. А. Е. Голов с соавторами (1964) использует тот же принцип при классификации карстовых форм в инженерно-геологических целях для стран СЭВ. Б. Н. Иванов (Гидрогеология СССР, 1970) предлагает генетический ряд понор—колодец—шахта—сухая, периодически обводненная или обводненная полость—полости карстовых источников. Б. Жез (Gése, 1965) разделяет пропасти и шахты на тектонические, провальные, адсорбирующие, восходящие и эквилибристы (выходы эставелл). Е. Липковский (Liszkowski, 1967) делает попытку создать инженерно-геологическую классификацию карстовых форм. К полостям зоны аэрации он относит закарстованные трещины, колодцы, коридоры, пещеры и гроты, зоны насыщения — закарстованные трещины, колодцы, галереи, пещеры и каверны.

Бурное развитие спелеологии в 1950—1970 гг. породило определенные противоречия между новым фактическим материалом и сложившимися теоретическими схемами. Был предпринят ряд попыток создания региональных классификаций карстовых полостей (Дублянский, 1971; Панарина, 1973; Тинтилов, 1973; Чикишев, 1973а; Цыкина, 1974; Лобанов, Голубев, 1975, и др.). К сожалению, многие исследователи продолжают классифицировать пещеры по морфологическому признаку. Это приводит к противоречиям, которые при таком методическом подходе неустранимы.

Например, А. Г. Чикишев (1973а) выделяет тип наклонных пещер, состоящий из двух классов: восходящих и нисходящих пещер. При этом он не учитывает, что восходящие пещеры в большинстве случаев проработаны нисходящими водными потоками, а нисходящие — в зависимости от положения в различных гидродинамических зонах — могут быть сформированы и нисходящими (пещеры-поноры) и восходящими потоками (пещеры-источники зоны сифонной циркуляции). Ж. Л. Цыкина (1974) в группе вертикальных пещер и каскадных шахт зоны вертикальной нисходящей циркуляции выделяет сложные полости с коридорными линейными, петельчатыми (?) и спиральными участками. З. К. Тинтилов (1973) в типе горизонтальных и наклонных пещер выделяет несколько подтипов: скальные навесы (?), пещеры-залы, коридоры, древовидные и лабиринтовые. Г. Н. Панарина (1973) применяет для выделения подтипов пещер разные критерии, в итоге в ее классификации можно встретить малые и большие, линейные, коленообразные и разветвляющиеся, простые, усложненные (?) и сложные полости. Это противоречит одному из правил построения классификаций, четко сформулированных И. П. Шараповым (1966).

По мнению автора, наиболее перспективным путем решения этой сложной проблемы является разработка классификации, основанной на генетическом принципе и учитывающей морфологические особенности полостей, определяемые структурно-геологическими и гидродинамическими условиями их формирования. Другие признаки карстовых полостей могут учитываться в специальных классификациях, производных от основной, морфогенетической, классификации. Этот путь в одинаковой мере удовлетворяет представителей и географического, и геологического направлений изучения карста. Он является развитием идей А. И. Спиридонова (1967) о генетической систематике рельефа и одновременно соответствует современным гидрогеологическим представлениям о строении карстовых бассейнов и водоносных систем (Максимович, 1969а).

В качестве основного классификационного признака для выделения классов карстовых полостей целесообразно использовать факторы, непосредственно и активно участвующие в их формировании (Спиридонов, 1967). Анализ условий формирования карстовых полостей Альпийской складчатой области показал, что такими факторами являются коррозионный, эрозионный и гравитационный процессы. При формировании карстовых полостей происходит наложение этих процессов в пространстве (в разных гидродинамических зонах) и во времени (на разных этапах закарстования структуры). По расположению в рельфе, морфологии, характеру заполнителя, микроклимату и другим признакам почти всегда можно выделить для конкретной полости основной (формирующий) и сопутствующий (моделирующий) факторы. Исходя из этого, в предлагаемой классификации выде-

Таблица 3

Морфогенетическая классификация карстовых полостей Горного Крыма

Класс	Тип	Положение в рельефе	Гидрogeологическая область	Полости		Объем полости	
				число	% от суммы	тыс. м ³	% от суммы
Коррозионно-гравитационный	Колодец трещинный	Плато (склоны)	Питания подземных вод				
	Шахта трещинная			30	3.9	35.6	3.7
	Пещера трещинная			366	48.0	40.5	4.2
Нивально-коррозионный	Колодец	Плато		174	22.9	112.0	11.6
	Шахта			23	3.9	74.0	7.6
Коррозионно-эрэозионный	Шахта-понор	Плато (склоны)	Движения и разгрузки подземных вод	57	7.4	20.0	2.1
	Пещера-понор			66	8.4	424.0	44.4
	Вскрытая пещера			49	6.4	255.6	26.4
	Пещера-источник						
			Сумма	765	100.0	961.7	100.0

ляются коррозионно-гравитационный, нивально-коррозионный и коррозионно-эрзационный классы карстовых полостей (Дублянский, 1971, 1974, табл. 3). Пассивные структурно-литологические факторы, определяющие особенности морфологии карстовых полостей, учитываются при выделении их типов и подтипов. В основу классификации положено представление о том, что различные по морфологии карстовые полости не связаны в единый генетический ряд, а являются образованиями разного происхождения и возраста. Часть из них наложена на элементы поверхностного деструктивного и аккумулятивного рельефа разного таксономического ранга, часть вскрыта формами поверхностного рельефа.

Классы и типы карстовых полостей Горного Крыма

Полости коррозионно-гравитационного класса

Карстовые полости, заложенные по трещинам механической разгрузки вдоль склонов современных и древних речных долин, структурно-денудационных и абразионных уступов плато, привлекают внимание многих исследователей (Д. С. Соколов, 1962; Н. И. Соколов, 1962; Ступишин, 1967; Trimmel, 1968, и др.).

В Горном Крыму известно 30 полостей, связанных с подобными трещинами. Ведущим фактором их формирования является движение известняковых блоков под влиянием силы тяжести или ее составляющих, а моделирования — нивально-коррозионные и конденсационно-коррозионные процессы (Дублянский, 1970).

Коррозионно-гравитационные пещеры и тахты обнаружены на крутых южных склонах Главной гряды, а также в известняковых отторженцах объемом до $0.05\text{--}0.20 \text{ км}^3$. Значительно реже они встречаются на склонах карстово-эрзационных долин на плато. Коррозионно-гравитационные полости обычно используют трещины отседания, развитые параллельно или под острым углом к южным обрывам горных массивов. На боковых плоскостях крупных уступов плато изредка встречаются полости, заложенные по трещинам отседания, секущим южнобережные обрывы.

Полости, образованные в высоких крутых уступах, используют преимущественно трещины отседания (рис. 4). На начальной стадии раскрытия ширина трещин в верхней части не превышает 1—2 м. В зависимости от геолого-структурных и геоморфологических условий такие трещины и связанные с ними полости удалены от бровки плато на 100—200 м. Очевидно, это расстояние является тем пределом, до которого при высоте обрыва 300—500 м в неслоистых и толстослоистых известняках оказывается влияние сил бортового отпора.

В полого падающих слоистых и в неслоистых известняках вдоль трещин отседания образуются сравнительно простые по мор-

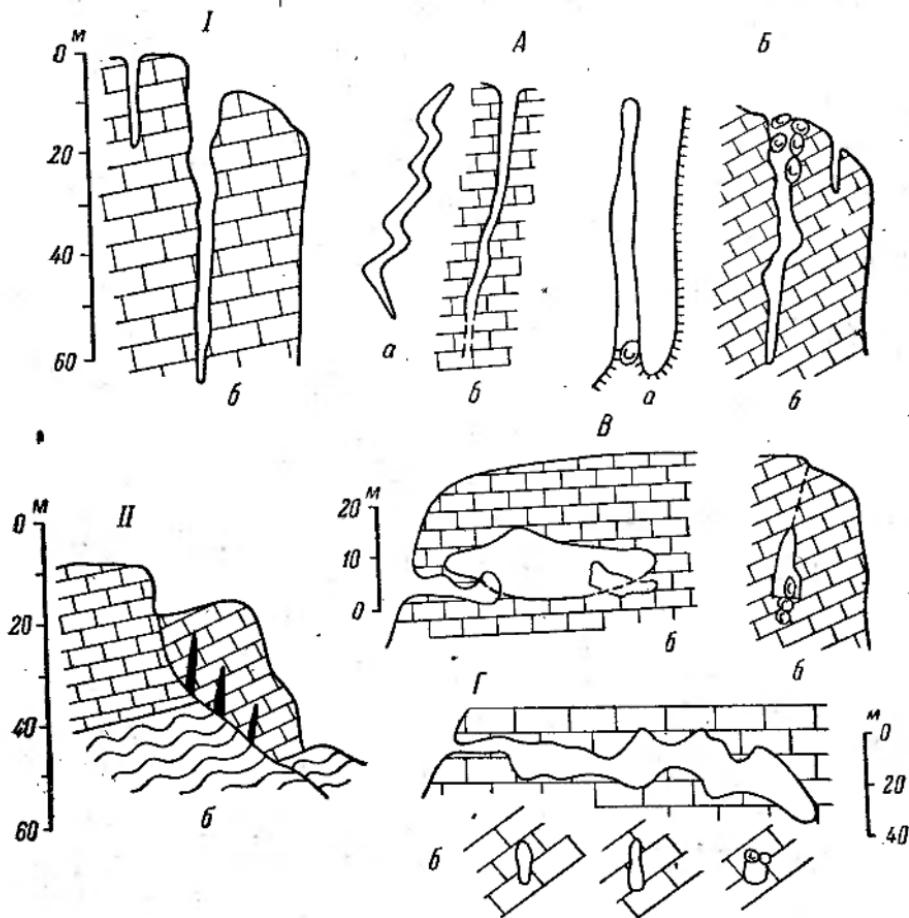


Рис. 4. Образование коррозионно-гравитационных полостей на крутых обрывах (*I*) и в смещенных массивах (*II*).

а — план, *б* — разрез. Трепицкие пещеры и шахты: *A* — Ветровая, *B* — Мердвень, *C* — Туянская, *D* — Дубовая, *E* — Скельская, *F* — Крубера.

фологии полости, имеющие форму клина, сужающегося книзу (рис. 4, *I*, *A*). На разной глубине они перегорожены глыбовыми навалами, иногда создающими ложную этажность. При значительном удалении от бровки полости в плане они прямолинейны и могут иметь длину до 20—25 м. Близ бровки, в особенности на выступающих фестонах плато, они часто коленчаты. Длинные и широкие трещины отседания, параллельные бровке, соединяются короткими и узкими кулисообразными трещинами скальвания (рис. 4, *A*). Глубина таких шахт достигает 60—80 м (табл. 4). Узкие, непроходимые для человека щели продолжаются значительно глубже.

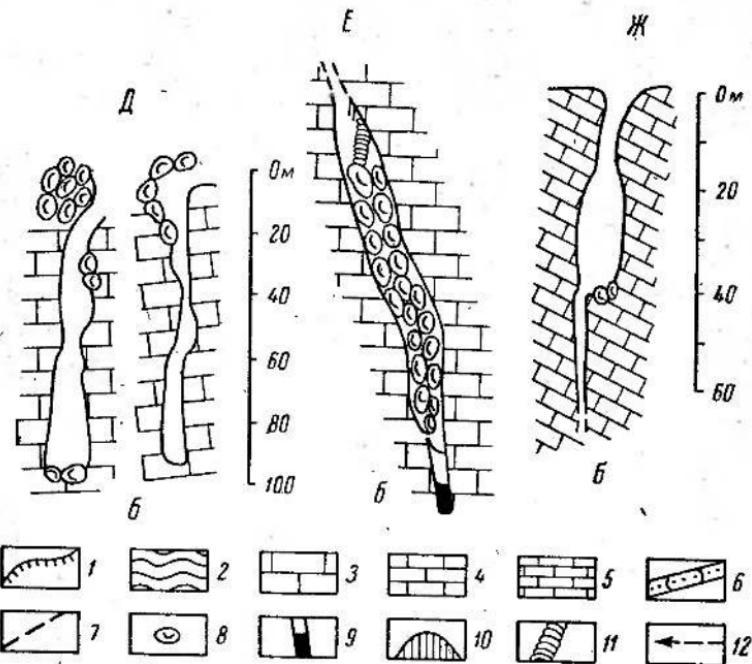


Рис. 4* (продолжение).

1 — обрывы, уступы; 2 — аргиллиты, алевролиты; 3 — известняки неслоистые; 4 — известняки толстослоистые; 5 — известняки среднеплитовые; 6 — конгломераты, песчаники; 7 — тектонические нарушения; 8 — глыбы; 9 — вода; 10 — снег; 11 — натеки; 12 — направление движения воды.

В слоистых известняках с углами падения 30—60° формируются сложные коленчатые шахты. Их вертикальные участки используют раскрытые тектонические трещины, а наклонные — трещины напластования (рис. 4, Б). При смещении по напластованию отдельных глыб известняков, «закрывающих» трещину отседания, возникают небольшие, но весьма своеобразные по морфологии пещеры. Доступ в них возможен или с южных обрывов (Мердвень), или через узкие щели в глыбовом навале на плато (Куш-Кая). В обрывах Главной гряды прослеживаются остатки более древних коррозионно-гравитационных полостей, уничтоженных при формировании глыбовых навалов.

Когда в основании отсывшего блока лежат водоупорные отложения, формирование трещин отседания способствует возникновению глыбовых оползней (Н. И. Соколов, 1962). При оползании по склону в теле известнякового массива возникают клиновидные, сужающиеся трещины (рис. 4, Г). Пещеры Туакская, Дубовая и Ставрикайская представляют собой один или несколько кулисообразно расположенных коридоров, заваленных глыбами (рис. 4, В, Г). Шахта Кошка в известняковом отторженце того же наз-

**Крупнейшие трещинные шахты и пещеры
коррозионно-гравитационного класса**

Шахта	Глубина, м	Длина, м	Пещера	Глубина, м	Длина, м
Максимовича (А)	133	110	Скельская (А)	45	570
Сююрю (А)	100	20	Дубовая (А)	30	150
459-2 (Ч)	80	45	Мердвенъ (А)	25	35
Кошка (А)	50	8	Туакская (Н)	7	110
Ветровая (Н)	45	165	Ставрикайская (Я)	5	100

П р и м е ч а н и е. Во всех таблицах и на рисунках приняты следующие сокращенные наименования горных массивов: А — Ай-Петринский, Я — Ялтинский, Н — Никитский, В — Бабуганский, Ч — Чатырдагский, Д — Демерджи-Долгоруковский, К — Карабийский.

вания начинается узкой щелью в известняковой брекчии в 70 м над уровнем моря. Глубже пятидесяти метра она непроходима для человека. Шахта Сююрю и пещера Дубовая расположены на северном склоне Ай-Петринского массива, в отторженце Сююр-Кая. Они используют одну раскрытую трещину в основании отторженца по ее падению и простиранию. Дно пещеры и уступы шахты завалены глыбами, полости очень опасны из-за камнепадов (рис. 4, Д). Объем коррозионно-гравитационных шахт и пещер обычно не превышает 2—4 тыс. м³.

Отдельную группу образуют пещеры и шахты, связанные с раскрытыми тектоническими трещинами на плато. Обычно это огромные расщелины глубиной 90—100 м. Такое же происхождение имеют залы Скельской пещеры на южной окраине Байдарской долины и генетически связанный с ней шахты Максимовича (Кристальная) на правом борту Карадагской долины. Обе полости сформированы в зоне крупного разлома, начинающегося на южной бровке Ай-Петринского массива и уходящего под нижнemеловые отложения Байдарской депрессии (Головцын и др., 1966). Главные залы этих полостей заложены в замковой части нарушения, средняя часть которого заполнена глыбами известняка и смешанными карбонатными натеками (рис. 4, Е). В Скельской пещере этот завал удалось пройти на глубину 60 м. Нижняя часть нарушения здесь обводнена на глубину более 20 м. Шахта Максимовича вскрыта при провале свода зала. Глыбовой завал на ее дне пройден вдоль коренной стенки на глубину 113 м. Одна из самых интересных по происхождению коррозионно-гравитационных полостей Крыма расположена внутри вскрытой пещеры Крубера (рис. 4, Ж). Это узкая (0.8—1.2 м) 30-метровая щель, протянувшаяся почти на 100 м вдоль западной стены горизонтальной галереи на дне шахты. В верхней части щель разрывает натечную кору. Стены ее совершенно лишены натеков. Раскрытие этой

Таблица 5

Объем породы, вынесенной с прибрювочной части плато за счет коррозии

Период	Коррозия					
	инфилтратационная		конденсационная		сумма ее двух видов	
	м ³	% от суммы	м ³	% от суммы	м ³	% от суммы
Теплый (V—X)	29	6	50	10	79	16
Холодный (XI—IV)	417	82	9	2	426	84
Сумма за год	446	88	59	12	505	100

полости, вероятно, произошло в результате динамического удара, вызванного провалом купола шахты (Д. С. Соколов, 1962).

Шахты и пещеры, заложенные вдоль раскрытых тектонических нарушений, обладают рядом особенностей. Для них характерны значительные объемы ($n \cdot 10^3 - 10^4$ м³), большая мощность (до 100 м) и слабая уплотненность глыбовых завалов, приводящая к периодическим подвижкам с разрывом цементирующих карбонатных натеков (Скельская пещера), а также специфический газовый состав воздуха (содержание CO₂ и CH₄ достигает 5—7.5%). Все это дает основание в дальнейшем рассмотреть вопрос о выделении класса коррозионно-тектонических полостей.

Моделирование первичных трещинных полостей происходит под влиянием нивальной и конденсационной коррозии. В прибрювочной части плато существуют благоприятные условия для сдувания снега в карстовые полости, его стаивания в солнечные дни и активной конденсации, которая в отличие от полостей других классов продолжается круглый год. Модуль инфильтрационного стока с прибрювочной части плато, где локализуются полости этого класса, составляет 14.3 л/сек·км², причем 82% общего объема стока приходится на холодный период, что обеспечивает нивально-коррозионное моделирование стенок первичных трещинных полостей. Модуль конденсационного стока составляет 1.65 л/сек·км², причем 10% общего объема стока формируется в теплый период (табл. 5).

Коррозионное моделирование выражается в сплошном выщелачивании стенок пещер и шахт, а в их верхней части — в формировании желобчатых карров. Зная начальную минерализацию дождевых и снеговых вод и конечную минерализацию инфильтрационных вод из коррозионно-гравитационных полостей, легко рассчитать, что ежегодно за счет коррозии объем полостей увеличивается примерно на 500 м³ (табл. 5). В пересчете на «элементарную» тре-

щинную полость с площадью поперечного сечения 0.5 м^2 ежегодная денудация стенок составляет 0.46 мк . Показатель активности карстового процесса для прибрежной части плато составляет 0.011% за 1000 лет. В коррозионно-гравитационных полостях встречаются обвальные отложения, немногочисленные каскадные натеки и небольшие сталактиты, а также «лунное молоко». Во многих шахтах летом сохраняется офорнованный снег.

П о л о с т и н и в а л ь н о - к о р р о з и о н - н о г о к л а с с а

К этому классу относятся вертикальные полости различной глубины и конфигурации, не имеющие значительных боковых ходов на дне. В литературе образование подобных полостей обычно связывают с коррозионными, эрозионными и гравитационными процессами, а также с выветриванием (Cvijic, 1893; Martel, 1921; Д. С. Соколов, 1962; Максимович, 1963, и др.), хотя имеются указания на то, что суглинистые воды вследствие высокой агрессивности активизируют образование карстовых форм (Крубер, 1915; Гвоздецкий, 1954; Corbel, 1957).

Для решения этого дискуссионного вопроса автором были проведены многочисленные наблюдения над динамикой формирования снежного покрова в горах Крыма. Для проведения снегосъемок был выбран участок сильно закарстованной ($70-90$ воронок на 1 км^2), частично облесенной Приайшетринской котловины в 3 км к западу от метеостанции Ай-Петри. Перед началом снегомерных работ была проведена карстологическая съемка, определены площади различных элементов карстового мезо- и микрорельефа, проложены и закреплены на местности нивелирные профили семи снегомерных маршрутов общей длиной 7.65 км . На участке было установлено 60 постоянных снегомерных реек и 3 осадкомера Третьякова. На 6 микроклиматических площадках и в 5 карстовых полостях на разные сроки устанавливались самописцы температуры и влажности воздуха. Число точек для измерения высоты (760) и плотности снега (76) было определено на основании заданной точности расчета снегозапасов — не менее $\pm 5\%$ при обеспеченности 0.67 . Высота снежного покрова определялась через 10 м , а при пересечении форм микрорельефа — через 2 м , плотность соответственно через 50 и 5 м . Наблюдения по снегомерным рейкам проводились ежедневно. Всего в $1957-1964$ гг. была произведена 31 снегосъемка. Результаты этих работ опубликованы (Дублянский, 1969а), поэтому остановимся только на той их части, которая имеет карстологическое значение.

В горах Крыма (за исключением днищ карстовых воронок и облесенных участков) снег сходит несколько раз на протяжении холодного сезона (в 1962 и 1963 гг. — 2 , в 1959 и 1961 гг. — 3 ,

в 1960 г. — 6, в 1958 г. — 7 раз). Это резко повышает его коррозионное воздействие на известняки. В связи с ветровым перераспределением высота и плотность, а следовательно, и влагозапасы снега на разных элементах карстового рельефа плато различны. При среднем содержании влаги в снеге в ПриайПетринской котловине 105 мм (100%) на подветренных склонах южной экспозиции накапливается до 127 мм влаги (134%), в карстовых воронках — 162 мм (170%), в тальвегах временных водотоков — 184 мм (193%), под структурными уступами — до 300 мм (286%). Вследствие благоприятного режима инсоляции мощные снежные карнизы, накапливающиеся на этих элементах рельефа в периоды между снегопадами, частично стаиваются.

Атмосферные осадки, выпадающие в твердой фазе, и талые снеговые воды имеют низкую минерализацию (в среднем 43.4 мг/л) при преобладающем гидрокарбонатном натриево-кальциевом химическом составе. Агрессивные свойства талой снеговой воды определяются высоким содержанием CO_2 (в среднем 26.5 мг/л). Минимальные значения средней агрессивности (до 20 мг/л) получены для открытых безлесных участков плато, максимальные (30—100 мг/л) — для облесенных участков. Между плотностью снега (x , г/см³) и его агрессивностью (y , мг/л CO_2) существует тесная связь, выражаяющаяся формулой:

$$y = 6.84x^{-1.1}.$$

Отсюда следует, что свежевыпавший и быстро ставший снег обладает большей агрессивностью, чем уплотненный. Такая вода имеет максимальную агрессивность на месте образования. По мере продвижения по тальвегу временного водотока или по поверхности снега ее агрессивность убывает по экспоненте.

Таким образом, особенности накопления снега и распределения его агрессивных свойств предопределяют существование участков, при прочих равных условиях особенно благоприятных для развития карстовых полостей за счет нивально-коррозионных процессов.

Распределение нивально-коррозионных полостей на различных элементах карстового мезо- и микрорельефа соответствует распределению влагозапасов в холодный период. 89% колодцев и шахт располагаются в ветровой тени на склонах и днищах карстовых котловин. Около 80% из них липкены питающих водосборов (их площадь совпадает с площадью входа) и, таким образом, располагаются в условиях, исключающих эрозионную проработку. Расчеты показателей взаимной сопряженности Пирсона—Чупрова для участков, благоприятных для заложения нивально-коррозионных полостей, и для участков, где они выявлены карстологической съемкой, свидетельствуют о довольно тесной связи между этими показателями.

Характерной особенностью полостей нивально-коррозионного класса является асимметричность их распределения по глубине

Таблица 6

Распределение нивально-коррозионных полостей по глубине

Полость	Глубина, м								Сумма
	5—10	11—20	21—30	31—40	41—50	51—60	61—70	71—80	
Число полостей	192	170	90	31	28	19	8	2	540
% от суммы	35	32	17	5.5	5.0	3.5	1.6	0.4	100

Таблица 7

Крупнейшие нивально-коррозионные полости Горного Крыма

Номер или название	Глубина, м	Длина, м	Номер или название	Глубина, м	Длина, м
Курюч-Агач (К)	90	25	711-6 (К)	63	8
254-20 (А)	85	8	197-25 (А)	60	7
443-22 (Ч)	80	12	709-18 (К)	49	5
254-1 (А)	77	6	165-7 (А)	46	7
719-5 (К)	70	12	448-7 (Ч)	43	10

(табл. 6). Резко преобладают неглубокие (5—20 м) полости (67%), которые, следуя сложившейся практике (Максимович, 1963; Trimble, 1968), мы относим к типу колодцев. Более глубокие полости (21—80 м) выделяются в тип шахт. При статистической обработке по морфологическому признаку выделены четыре подтипа нивально-коррозионных колодцев и шахт: конусовидный, цилиндрический, щелевидный и сложный (рис. 5, табл. 7).

К конусовидному подтипу относятся полости с окружным входным отверстием большого диаметра. Заложены они обычно в неслоистых либо толстослоистых известняках по двум (реже по нескольким) взаимно перпендикулярным вертикальным или крутонаклонным тектоническим трещинам. Морфологически они довольно однообразны, имеют гладкие стенки, круговые или овальные сечения, площадь которых уменьшается ко дну (рис. 5, I).

К цилиндрическому подтипу относятся полости со входными отверстиями значительного диаметра; они имеют отвесные стены и округлые поперечные сечения, площадь которых примерно одинакова на любой глубине. Чаще всего они заложены в неслоистых и толстослоистых известняках по двум, реже по 3—4 трещинам. Очертания поперечных сечений в неслоистых и толстослоистых известняках близки к окружным, в среднеплитовых и тонкоплитчатых известняках весьма прихотливы. Полости часто имеют нишевые

подобные углубления в стенах, заложенные по трещинам напластования либо по тектоническим трещинам (рис. 5, II).

К щелевидному подтипу относятся колодцы и шахты, развитые в основном вдоль трещины одного направления. Стенки, перпендикулярные малому диаметру, обычно вертикальны и заглажены, а перпендикулярные большому диаметру имеют неправильные очертания. Полости этого подтипа по большому диаметру часто сужаются в непроходимые для человека щели, забитые дресвой известняка, мелкоземом, а иногда частично карбонатными натеками. В наиболее глубоких шахтах, заложенных в неслоистых известняках, часто наблюдается несоответствие простираций длинной и короткой осей в нижней и верхней их частях (рис. 5, III). Такой винтообразный характер полостей можно объяснить неравномерным распределением раскрытий тектонических трещин в жестких известняках, вызванным различной ориентировкой осей эллипса деформации в разных частях карбонатного блока.

Полости конусовидного, цилиндрического и щелевидного подтипов активно углубляются до тех пор, пока снег, попадающий в них в холодный период, успевает стаиваться в теплый. После достижения полостью предельной для размеров входа глубины скопления перелетывающего снега на дне начинают оказывать консервирующее воздействие и ее углубление прекращается. Между площадью входа (S , м^2) и глубиной полостей этих подтипов (h , м) в диапазоне глубин 10—100 м наблюдается довольно тесная связь, описываемая уравнением

$$h = 0.5S + 7.$$

Полости первых трех подтипов особенно часто (в 70% случаев) встречаются на облесенных участках плато. Однако в связи с равномерностью снегонакопления и отсутствием ветрового перераспределения они, как правило, неглубоки (7—15 м). Типичный тому пример — Центральное карстовое плато на Ай-Петринском массиве, где на площади 1.2 км² известно свыше 60 нивально-коррозионных колодцев средней глубиной 13.6 м. На стенах полостей, заложенных в неслоистых и толстослоистых известняках, части карровые желоба, являющиеся непосредственным продолжением бороздчатых карров, развитых на поверхности. Участки стен между желобами обычно гладкие, покрытые в верхней части мхом и лишайником. Колодцы и шахты, заложенные в слоистой толще, имеют неровные стены с многочисленными коррозионными углублениями. Большую роль в формировании деталей их морфологии играет морозное выветривание.

К сложному подтипу относятся полости, имеющие небольшое входное отверстие (0.3—0.8 м в диаметре) и прихотливую конфигурацию. Они формируются за счет стаивания снежных надувов и карнизов на поверхности и поэтому локализуются в основном

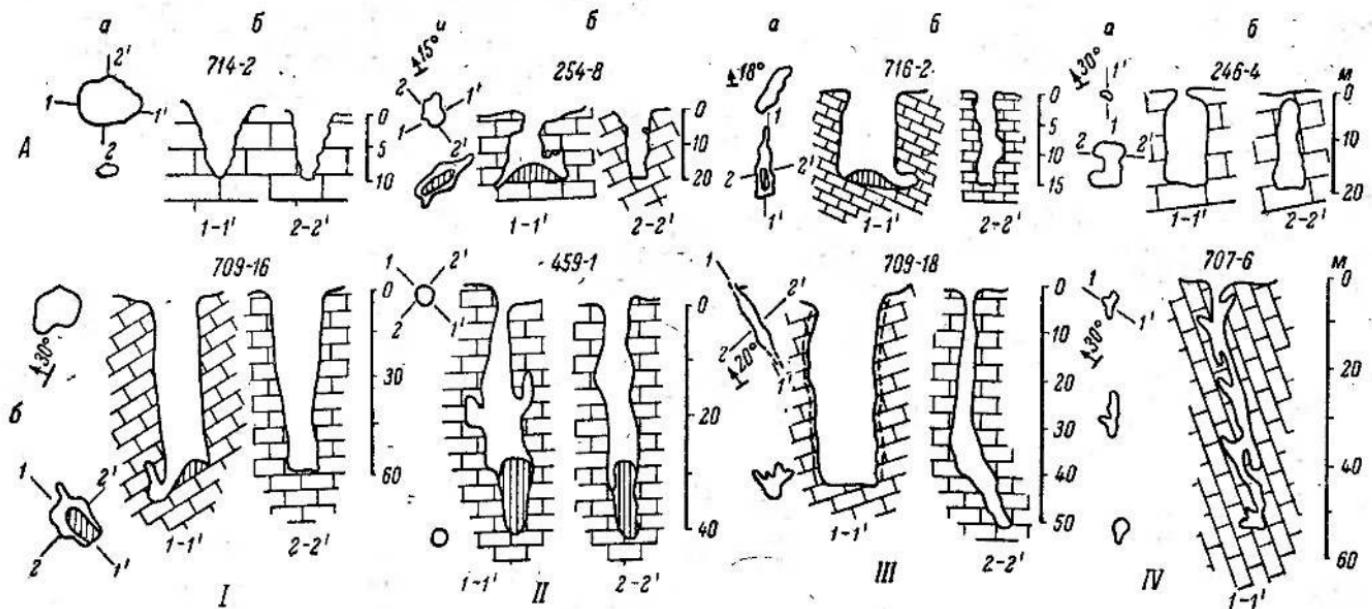


Рис. 5. Морфологические особенности нивально-коррозионных колодцев (A) и шахт (Б).

Подтипы: I — конусовидный; II — цилиндрический; III — щелевидный; IV — сложный. а — планы-срезы; б — разрезы.

Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

под структурными уступами. Вследствие быстрого денудационного разрушения уступов многие из таких полостей сейчас располагаются на широких площадках, покрытых щебенкой известняка и мелкоземом, в 3—10 м от подножия уступа. Для полостей сложного подтипа характерно довольно значительное конденсационное питание. Конденсация влаги в теплый сезон невелика, зато в холодный период возникает интенсивная восходящая тяга, сопровождающаяся выносом влаги на поверхность. Влага конденсируется на снегу у входа в шахты. Во время оттепелей и дневных переходов температуры воздуха через нуль снежники ставят и конденсационная влага в капельно-жидкой форме снова поступает в шахты, образуя своеобразный «малый» кругооборот (Дублянский, 1963а).

Колодцы и шахты сложного подтипа отличаются морфологическим разнообразием. В неслоистых известняках часто образуются бутылкоподобные полости с заглаженными стенками, заложенными по двум-трем трещинам (рис. 5, IV). При использовании трещины одного направления образуются вытянутые формы, переходящие в узкие щели. Стены их корродированы, имеют многочисленные трещинные купола и ниши. Полости, формирующиеся в слоистых известняках, обычно состоят из элементов, заложенных по тектоническим трещинам, с куполами и нишами, использующими падение и простирание известняков. При крутом падении пород вертикальная часть полости закладывается по падению, а горизонтальная — по простиранию пород. При заложении полостей в толще чередования неслоистых и слоистых известняков происходит дальнейшее усложнение их морфологии: они приобретают значительный уклон стволов, наблюдается чередование узких (в толстослоистых) и широких (в листоватых известняках) участков. Большую роль в оформлении отдельных морфологических элементов колодцев и шахт играют наклонные тектонические трещины.

Полости каждого из четырех выделенных подтипов распределяются на водоразделах, склонах и днищах котловин в соотношении 1 : 2—3 : 4—7, т. е. больше всего их там, где особенно благоприятны условия снегонакопления. В пределах каждого крупного элемента рельефа чаще всего встречаются полости сложного и цилиндрического подтипов, составляющие соответственно 54 и 30% общего числа нивально-коррозионных полостей. Объем полостей этого класса редко превышает 600—1000 м³. Гидрохимическими исследованиями установлено, что средний ежегодный прирост их глубины составляет 75 мк. В нивально-коррозионных полостях встречаются остаточные, водные хемогенные (сталагмиты, натечные коры, реже сталагмиты и кристаллы кальцита) и органогенные отложения (гуано, кости), а также скопления снега.

Полости коррозионно- эрэзионного класса

Кроме вертикальных карстовых полостей, не имеющих продолжения на дне, в Горном Крыму широко распространены более сложные по морфологии карстовые формы. Иногда они начинаются горизонтальными или наклонными галереями пещер, в других случаях состоят из вертикальных участков, на разной глубине от поверхности переходящих в системы горизонтальных ходов. В отечественной литературе такие формы получили не вполне удачное название «вертикальные пещеры» (Крубер, 1915; Максимович, 1963а, и др.).

Проблема генезиса подобных полостей чрезвычайно сложна. Участие в их формировании коррозионных процессов бесспорно, но установить их количественное значение довольно трудно. Образование поверхностных коррозионно-гравитационных и ви-вально-коррозионных карстовых форм происходит под воздействием атмосферных или поверхностных (талых снеговых) вод. Однако эти воды утрачивают карбонатную агрессивность уже на первых метрах путей фильтрации (Corbel, 1957; Gams, 1966; Jakucs, 1967; Колодяжная, 1972, и др.). Активное развитие карста в пределах верхних гидродинамических зон возможно только при поступлении в раствор дополнительных количеств CO_2 .

Мощным продуцентом CO_2 являются почвенный покров и растительность. В карстовых областях Центральной и Восточной Европы корневая система древесно-кустарниковой растительности продуцирует ежегодно 500—600 кг CO_2 на 1 га (Gams, 1966); pH инфильтрационных вод в Горном Крыму составляет под буковым лесом 6.2, под дубовым лесом — 5.4. Содержание CO_2 в перегнойно-карбонатных темно-бурых и темно-серых почвах на элювии верхнеюрских известняков достигает 18—22%, а парциальное давление CO_2 в почвенном воздухе — 0.1 атм (Кочкин, 1967). Этим объясняется разная сезонная интенсивность коррозионных процессов на участках развития голого и задернованного карста. На первых коррозионный максимум наблюдается в холодный период, когда в воде растворяется больше CO_2 , на вторых — в теплый период, когда вегетирует растительный покров. Однако исследования динамики карбонатной коррозии показали, что при современном состоянии изученности вопроса количественный учет влияния растительности и климата на интенсивность закарствования невозможен (Gams, 1966).

Косвенные методы (оценка плотности закарствования, изучение изотопного состава на теков, газовый анализ воздуха и др.) показывают, что влияние диффузии CO_2 из почвенного воздуха сказывается до глубины 15—20 (Jakucs, 1967) — 35—50 м (Trombe, 1952; Lehmann, 1954). Материалы гидрохимических исследований в Горном Крыму свидетельствуют, что коррозия наиболее интен-

сивна на глубине первых 100 м от поверхности (Альбов, Дублянский, 1964).

По мнению большинства зарубежных исследователей карста, использовавших данные И. Тильманса, А. Бегли, И. Пиа, в нижней части зоны аэрации коррозионные процессы затухают и устанавливается равновесие между количеством CO_2 в воде и воздухе. Д. С. Соколов (1962) опроверг эти представления, показав, что в реальной природной обстановке господствуют условия открытой системы, при которых решающее влияние на растворение известняков оказывает диффузионный фактор. Источником дополнительного количества CO_2 , повышающего карбонатную емкость подземных вод, являются реакции окисления органических веществ, принесенных с поверхности или содержащихся в породе, сульфидов железа, рассеянных в известняках, реже лягушка (вымерзание) инфильтрационных вод в шахтах-ледниках, подток сухих струй газа по зонам разломов, а также микробиологические процессы (Trombe, 1952; Gése, 1965; Trimmel, 1968, и др.). Все эти процессы генерирования CO_2 пока слабо поддаются количественной оценке. Доказательством довольно интенсивного их прохождения являются немногочисленные данные о составе воздуха карстовых пещер. Сейчас уже можно считать установленным, что в пределах зоны аэрации карстовые процессы развиваются в условиях, где парциальное давление на один-три порядка выше, чем на поверхности. В отдельных трещинах карстовые воды могут периодически приобретать значительный напор, что сказывается на ходе карстовых процессов. Мощным агентом коррозионного моделирования стенок и сводов карстовых полостей являются конденсационные воды, имеющие в момент образования нулевую минерализацию (Roques, 1967; Дублянский, 1971; Jakucs, 1973).

Механизм образования карстовых полостей в нижних гидродинамических зонах до последнего времени остается неясным. До сих пор часты попытки объяснить наличие крупных карстовых форм ниже базиса эрозии процессами опускания, приводящими к формированию погребенного карста. Между тем еще в 1939 г. Ф. Ф. Лаптев показал, что смесь двух неагрессивных вод может обладать агрессивными свойствами, что приводит к растворению известняков в местах пересечения трещин (Д. С. Соколов, 1962). За границей эффект «коррозии смешивания» описан в 1963—1965 гг. (Bögli, 1965). В дальнейшем гидрохимические и термодинамические расчеты, позволяющие оценить ее интенсивность, выполнили Л. Эрнст, А. Говард, Р. Кирл, Р. Эрасо, Л. Якуч и другие исследователи. Г. Мур, С. Девис и Л. Мауха доказали, что за счет приливно-отливных сил возникают микротектонические пульсации порового пространства горных пород. Вследствие этого происходит отсос седиментационных и кристаллизационных вод из микропор и смешивание их с трещинными (Дублянский, 1971). Вместе с тем последние гидрохимические исследования и термодинамические расчеты (Thraillkill, 1968; Mangin, 1973) показали,

что реальные природные воды очень редко находятся в равновесии с CO_2 . При смешивании равновесных и перенасыщенных вод эффект коррозии также отсутствует.

Таким образом, в этом направлении необходимы дальнейшие исследования. Роль коррозии как моделирующего фактора несомненна. Однако ее значение как фактора, приводящего к формированию крупных полостей из первоначальных трещинных систем, пока окончательно не выяснено.

Несколько проще обстоит дело с оценкой роли эрозионного процесса в формировании карстовых полостей. В спелеологии под эрозией понимается механическая деятельность текущих вод, а также разрушение пород влекомыми частицами (Trimmel, 1968). Кинетическая энергия водных потоков изменяется пропорционально массе воды и квадрату скорости течения. Транспортирующая сила воды, согласно закону Эри, пропорциональна шестой степени скорости течения. Отсюда понятно, что основным условием развития карстовых полостей эрозионным путем является наличие скоростных водообильных потоков, поступающих под землю путем инфильтрации в трещинные зоны и карстовые полости. При гидротехнических исследованиях во многих карстовых районах мира обнаружены поддолинные потоки, формирующиеся за счет инфильтрации и инфлюзии в 5—50 м ниже русел поверхностных водотоков (Jenko, 1959; Максимович, 1965; Gése, 1965).

Таким образом, согласно современным представлениям, эрозия может наблюдаться во всех гидродинамических зонах. В пределах верхних зон преобладает неванзорная эрозия при турбулентном режиме подземных вод (участки с периодическим или постоянным напором имеют незначительное распространение). В пределах нижних зон преобладает напорная эрозия при ламинарном и турбулентном движении подземных вод (Lehmann, 1932; Trombe, 1952; Corbel, 1957; Карстовые подземные воды..., 1959; Максимович, 1963, и др.). Естественно, что и здесь немало дискуссионных вопросов. До сих пор нет полной ясности в трактовке механизма постепенного расширения первичных трещин в теле горного массива. Неизвестно, на какую глубину ниже базиса эрозии могут проникать подземные потоки. Предметом острой полемики является качественное и количественное соотношение коррозионных и эрозионных процессов на разных стадиях развития определенной геологической структуры (Гвоздецкий, 1954, 1972). Вместе с тем ряд убедительных фактов свидетельствует, что в конкретной обстановке могут превалировать или коррозионный, или эрозионный процессы. В условиях Горного Крыма формирующая роль, очевидно, принадлежала эрозионным, а моделирующая — коррозионным процессам. Поэтому здесь выделяются карстовые полости коррозионно-эрэзионного класса.

В схемах гидрогеологического районирования горных сооружений в последние годы утвердились как самостоятельные таксономические единицы водонапорные (Врублевский, 1964), а для

закарстованных территорий — карстовые водоносные системы (Максимович, 1969а), где преобладают изолированные подземные водотоки. В Горном Крыму формируются малые карстовые водоносные системы площадью до 100 км² (Гидрогеология СССР, 1970). Область их питания располагается на плато и в верхней части склонов горных массивов, а разгрузка происходит в нижней части склонов, в долинах рек, а иногда осуществляется и субмаринным путем. С большинством крупных карстовых источников Крыма, дающих до 83% годового объема стока, связаны обводненные пещеры, являющиеся конечными звенями современных водоносных систем. Логично предположить, что пещерные системы на плато и сухие пещеры на склонах, сейчас разобщенные различными карстово-аккумулятивными отложениями, представляют реликты древних водоносных систем. В пользу предположения об эрозионном происхождении отдельных полостей этого класса свидетельствует ряд фактов.

1. Положение полостей. В отличие от рассмотренных выше полостей коррозионно-гравитационного и нивально-коррозионного классов полости коррозионно-эрэзионного класса тяготеют к современной или древней гидрографической сети. В литературе широко распространены представления о подрусловых потоках карстовых вод, сопровождающих поверхностные водотоки (Максимович, 1963). Именно так располагаются пещерные системы Геофизическая—Трехглазка—Мисхорская на Ай-Петри, Эги-Тинах-І, -ІІ и -ІІІ на Караби (Головцын и др., 1966). В ходе геоморфологического развития карстующейся структуры нередко происходит инверсия рельефа. В этом случае карстовые системы обнаруживаются под склоновой частью долин или даже под местными водоразделами (система Кастере—Монастырь-Чокрак на Караби). Иногда удается реконструировать направления палеостока для целого горного массива (рис. 6). В левой части рисунка (А) показано расположение полостей коррозионно-эрэзионного класса на фоне современного карстового рельефа Чатырдага. Бросается в глаза «беспорядочность» направлений стока в карстовых полостях, не находящая объяснения при анализе особенностей геологического строения массива. В правой части рисунка (Б) реконструирована эрозионно-гидрографическая сеть Чатырдага. Четко видно, что все полости коррозионно-эрэзионного класса тяготеют к этой сети. В одних случаях они представляют собой полости-поноры (Эмине-Баир-І), в других — подрусловые каналы стока (Биюбаш—Суук), в третьих — пещеры-источники (Аянская). Иногда карстовые полости располагаются под водоразделами, между эрозионными врезами, фиксируя участки древних подземных перехватов поверхности стока (Партизанская).

2. Размеры полостей и характер питающих водосборов. Коррозионно-эрэзионные полости имеют значительно большие средние размеры, чем полости иных классов. В Горном Крыму они составляют четверть общего числа известных полостей (25.2%),

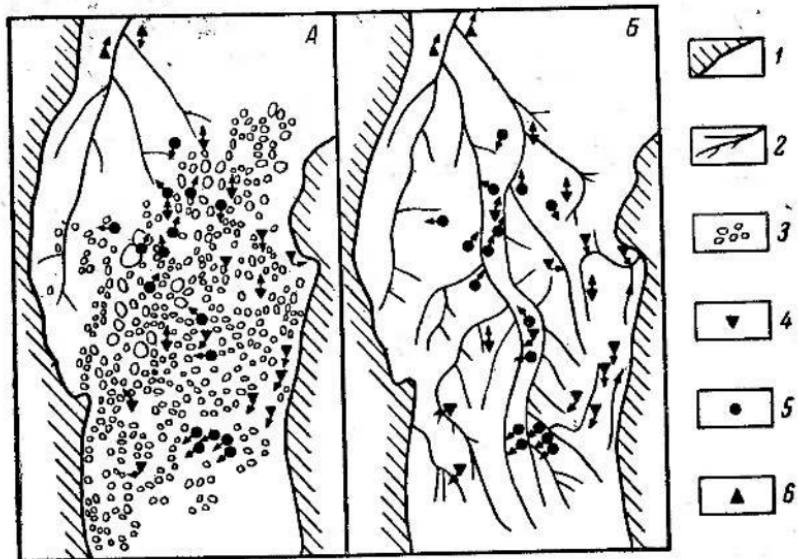


Рис. 6. Размещение коррозионно-эрзационных карстовых полостей на нижнем плато Чатырдага.

А — на фоне поверхности карстового рельефа (по Н. В. Леончевой, 1962 г.); Б — на фоне древней эрозионной сети. 1 — бровка плато; 2 — древняя эрозионная сеть; 3 — карстовые воронки; 4 — шахты- и пещеры-попоры; 5 — вскрытые пещеры; 6 — пещеры-источники; стрелками показаны направления поверхностного и подземного стока.

но имеют объем 774 тыс. м³, или 80.5% их суммарного объема. Соотношение средних объемов коррозионно-гравитационных, нивально-коррозионных и коррозионно-эрзионных полостей составляет 1 : 4 : 22. К этому классу относятся все самые крупные пещеры мира.

Наиболее благоприятные условия для эрозионного формирования карстовых полостей возникают при инфильтрации поверхностных водотоков, имеющих гляциальное питание или собирающих сток с водохранилищ, сложенных некарстующимися породами. В таких условиях заложены самая глубокая естественная шахта в мире Пьер-сен-Мартен (1332 м, Ширене), а также известные автору по материалам личных наблюдений и исследований системы полостей Южно-Словакского карста (Домица—Аггтелек), Динарид (Шкоцьян—Тимаво), Родоп (Дьявольске Гирло) и Западного Кавказа (Географическая—Назаровская—Соколова). Крупные пещерные системы образуются при частичном поглощении стока транзитных рек (гигантские лабиринты пещер Подольши, Воронцовская пещера на Кавказе, отдельные галереи пещеры Флинт-Ридж—Мамонтова в США), а также под действием субтермальных вод (Ново-Афонская пещера на Кавказе).

Большое значение в формировании крупных водоносных систем имеет геологическое строение питающих водохранилищ. Круп-

ные полости образуются особенно быстро при развитии в области питания изверженных пород или конгломератов, поставляющих в пещеры большое количество абразивных материалов (галька, гравий, песок). В ряде карстовых районов Альпийской складчатой области удается установить четкие связи между размерами полостей и площадью современных и древних питающих водоизборов.

Если питающий водоизбор невелик или сложен карстующимися породами, формирование пещер происходит за счет местного конденсационно-инфилтратионного стока; в этом случае они обычно имеют небольшие размеры (0.2—2.0 км).

3. Морфология полостей. Выше было показано, что четкие критерии отнесения полостей к тому или иному генетическому типу еще не выработаны. Вместе с тем анализ литературных материалов и изучение многочисленных коррозионно-эрэзионных систем СССР свидетельствуют, что уже сегодня можно выделить бесспорные морфологические и седиментологические признаки их проработки текущими водами. К их числу относятся: дрековидность системы в плане, меандрирование галерей, уступы в поперечном профиле (высотой 5—150 м), эрозионные котлы в руслах, желоба и эрозионные ниши на стенах, наличие гальки, песка и глины автоморфного и в особенности аллохтонного происхождения. Комплекс этих признаков почти всегда позволяет уверенно отличить полости коррозионно-эрэзионного происхождения от полостей иного генезиса.

Об эрозионном происхождении свидетельствует и продольный профиль водоносной системы. Из теоретической геоморфологии известно, что профиль равновесия как предельная форма профиля, к которому стремится река, уменьшает свою крутизну от истоков к устью. До последнего времени считалось, что одно из основных отличий подземных водотоков от поверхностных — это невыработанность их продольного профиля (Trombe, 1952; Gése, 1965). Первыми опровергли эти представления Г. Абрами (Abrami, 1968) и Вальдес Рамос (Valdes Ramos, 1972). Они доказали, что профиль карстовой водоносной системы может быть представлен кривой, отделяющей надzonную гидродинамическую зону от фреатической, а отдельные ее участки описываются уравнением циклоиды (брахистохроной).

В 1972 г. были опубликованы данные о крупнейших коррозионно-эрэзионных полостях Евразии (Courbon, 1972), позволяющие рассмотреть проблему формирования профиля равновесия карстовых водоносных систем в общем виде. Для анализа автором были использованы материалы о 28 крупнейших шахтах-понорах, расположенных в различных физико-географических условиях и в разных частях Альпийской складчатой области (в Пиренеях, Альпах, Карпатах, Горном Крыму, на Кавказе, в Загросе). Эти карстовые полости имеют весьма сложную морфологию и состоят из каскада внутренних колодцев, соединяющихся длинными

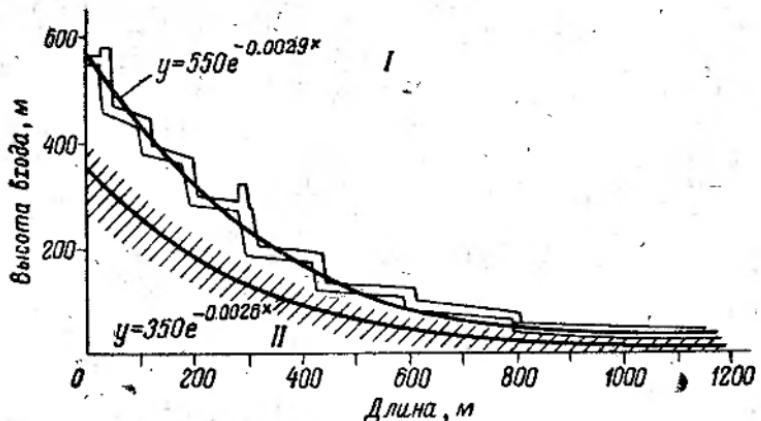


Рис. 7. Профили равновесия коррозионно-эррозионных полостей, заложенных в пределах одного (I) или нескольких (II) тектонических блоков.

наклонными галереями, образующими в плаще спираль. Для каждой полости на основании анализа плана и разрезов построена развертка и определены координаты наиболее характерных точек (вход, верх и низ внутренних колодцев, середина горизонтальных галерей, конечный сифон).

«Профили равновесия» всех 28 изученных полостей описываются эмпирической формулой вида

$$y = ae^{bx},$$

где x — расстояние от входа, м; y — абсолютная высота входа, м.

Эмпирические точки достаточно хорошо ложатся на теоретическую кривую (рис. 7). Они образуют два поля, для которых получены средние «профили равновесия», соответствующие карстовым водоносным системам с различными условиями заложения и питания. Полости первой группы имеют, кругой «профиль равновесия». Они располагаются в приразломной трещинной зоне в пределах одного тектонического блока, состоят из каскада колодцев глубиной 15—90 м или образуют круглую спираль с короткими (5—50 м) горизонтальными участками, ориентированными параллельно или под острым углом к тектоническому нарушению, и с вертикальными участками, перпендикулярными к нему.

Г. А. Максимович, Ю. В. Архидьяконских и Н. А. Каракун (1974) провели очень интересный гидродинамический анализ условий образования спиральных ходов карстовых шахт, доказав на моделях, что они возникают при турбулентном движении воды. Такие полости обычно имеют один «фокус» инфилюационного питания и лишены боковых притоков (шахты-поноры Молодежная и Заблудших — СССР, Снежная — Польша, Спуга делла Прета — Италия).

Полости второй группы имеют пологий «профиль равновесия». Они располагаются в пределах нескольких тектонических блоков.

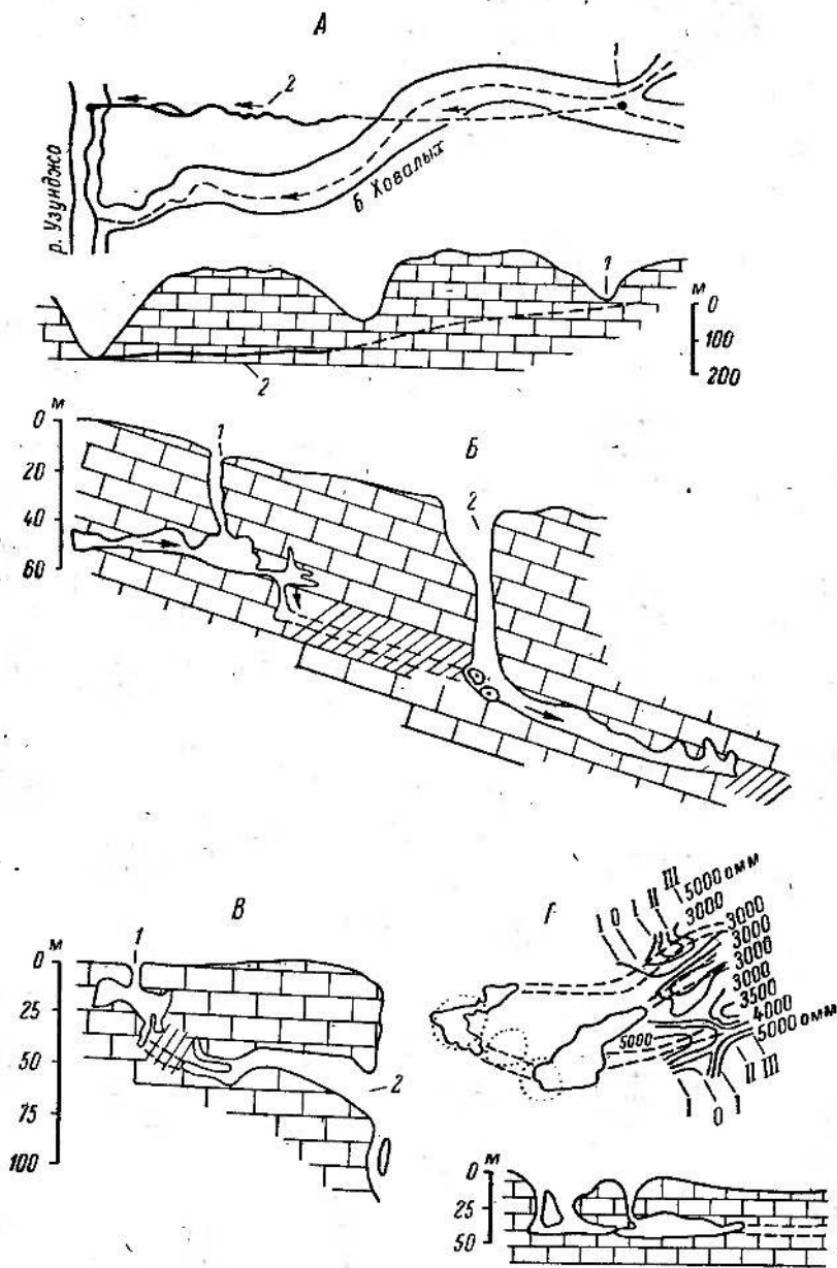


Рис. 8. Связи коррозионно-эррозионных полостей Горного Крыма.

Установлены: А — окрашиванием, шахта-понор Пестовского (1) и пещера Узунчикъ (2); Б — методом радиопрослушивания, вскрытые пещеры Кастере (1) и Монастырь-Чокрак (2); В — топографической съемкой и простукиванием, вскрытая пещера Дружба (1) и пещера-источник Медовая (2); Г — электроразведочными работами, вскрытые пещеры

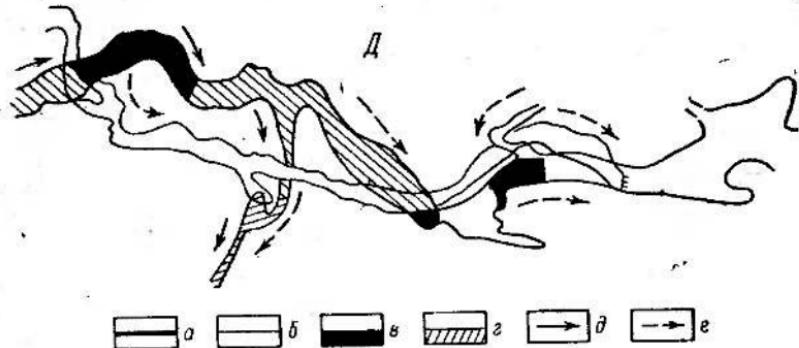


Рис. 8 (продолжение).

Эгиз-Тинах-II и -III; Д — Красная пещера. а — первый и б — второй этажи; в — подземные озера; г — галереи, пройденные с аквалангом; направления подземного стока: д — в межень, е — в паводок. Остальные обозначения те же, что и на рис. 4.

Состоят из вертикальных участков, заложенных в приразломных трещинных зонах, и соединяющих их протяженных (100—500 м) горизонтальных участков внутри блоков. Здесь часты постоянные или временные сифоны. Пустоты имеют несколько питающих водосборов, иногда располагающихся в бассейнах разных речных систем, и принимают много притоков (шахты-поноры Географическая и Назаровская — СССР, Берже — Франция). В случае заложения под тальвегами поверхностных эрозионных систем (Медведь и Гигантов — СССР) они имеют более простую морфологию.

Таким образом, крупные карстовые шахты Евразии, несмотря на существенные отличия в морфологических деталях, имеют продольный профиль, близкий к теоретическому «профилю равногория» для поверхностных эрозионных систем, как известно, также описываемому экспонентой (Девдариани, 1967).

4. Скорость движения подземных вод. Одним из признаков формирования полостей эрозионным путем является высокая (более 100 м/сут.) скорость движения подземных вод (Corbel, 1957). В Горном Крыму, как будет показано ниже, скорость подземных потоков на разных участках и в разные сезоны варьирует от 2 до 33 тыс. м/сут. Такие же скорости отмечены и в других карстовых полостях Альпийской складчатой области (Trombe, 1952; Максимович, 1963).

5. Геофизические данные, материалы спелеологических исследований. Решающим доводом в пользу объединения изолированных в настоящее время карстовых полостей в единую карстовую водоносную систему являются опытные работы. В Горном Крыму для этого использовалось несколько независимых методов: геофизические методы симметричного, дипольного, криволинейного профилирования и радиокип; индикаторные опыты с окрашиванием, изучение аллохтонной части пещерных водных механических отложений; анализ топографических материалов и проход-

Таблица 8

Крупнейшие шахты-поноры Горного Крыма

Название	Глубина, м	Длина, м	Название	Глубина, м	Длина, м
Солдатская (К)	500	1500	Профсоюзная (К)	150	10
Молодежная (К)	261	5	Аверкиева (А)	145	405
Каскадная (А)	246	210	Будовиченко (А)	142	5
Ход Конем (Ч)	213	75	Визовская (К)	126	5
Севастопольская (А)	196	5	Комсомольская (А)	110	74
Гвоздецкого (К)	191	25	Бабуганская (Б)	103	40

ждение полостей после расчистки или преодоления сифонов (рис. 8).

Таким образом, многие карстовые полости, которые ранее считались разобщенными, увязываются в карстовые водоносные системы.

В морфологическом отношении полости коррозионного класса подразделяются на четыре типа (табл. 3).

Шахты-поноры, как правило (83%), располагаются в днищах и на склонах карстово-эрзационных долин на плато, реже они встречаются на водоразделах различных порядков (12%). В неслоистых известняках они заложены по вертикальным, реже по крутонаклонным трещинам. Вследствие проработки то по падению, то по простиранию трещин образуются полости каскадного подтипа с чередующимися внутренними колодцами глубиной до 90 м и короткими горизонтальными участками (рис. 9, Б). В сужениях части глыбовые навалы, перекрывающие продолжение полостей. При заложении в толще чередования неслоистых и слоистых известняков размеры горизонтальных участков увеличиваются, а глубина соединяющих их колодцев уменьшается (рис. 9, А). Горизонтальные ходы каскадных шахт часто заложены по контакту чистых и глинистых известняков и образуют в последних узкий извилистый коридор (рис. 9, В).

При заложении в горизонтально залегающей толще слоистых известняков карстовые полости испытывают влияние трещиноватости напластования и тектонических трещин. Здесь возникают очень сложные по морфологии полости спирального подтипа (рис. 9, Г, Д, нижняя часть). Для них характерны сложно изогнутые в плане и разрезе каналы округлого сечения с заглаженными стенками и участками обратных уклонов (древние сифонные участки). Внутренние колодцы имеют глубину до 20—30 м. Полости хорошо промыты и обычно лишены аккумулятивных отложений. Объем крупнейших шахт-поноров достигает 10—16 тыс. м³, а глубина — 300—500 м (табл. 8).

Пещеры-поноры располагаются в основном на днищах и склонах карстово-эрзационных долин на плато (77%) и эрозионных

долин на внешних склонах массивов (13%). Обычно (75%) они используют трещиноватость напластования в слоистых известняках. Морфологически наиболее просты пещеры-поноры, заложенные по надвижу или по простиранию одного пласта (рис. 10, А). Иногда полости простой конфигурации образуются вдоль плоскости тектонического нарушения, экранировавшего сток в опущенном блоке карбонатных пород (рис. 10, Б). Наиболее привлекательна морфология пещер-поноров, заложенных в толще слоистых известняков, разбитых нарушениями на блоки (рис. 10, В). В каждом из таких блоков полость может иметь свои морфологические особенности, используя то тектоническую трещиноватость, то трещиноватость напластования. При сдвоении разреза иногда отмечается коленчатость продольного профиля, так как полость все время проходит через один и тот же пласт. Часто пещеры-поноры проработаны вдоль местного водоупорного пласта. При постоянном обильном питании он прорезается, и пещера переходит из одной пачки крупнослоистых известняков в другую (рис. 10, Г). Тогда вдоль потока происходит непрерывная смена морфологии полости. В толще глинистых известняков и песчаников преобладают низкие (0.8—1.5 м), широкие (до 10 м) ходы с горизонтальным сводом, глыбовым навалом песчаника на дне и меандрирующим в подземном аллювии руслом. В толстослоистых известняках господствуют узкие (0.2—0.5 м), высокие (до 3.0 м) щелевидные извилистые ходы, заложенные по нескольким системам тектонических трещин. Стены ходов при этом заглажены, края трещин замыты, аллювиальные отложения отсутствуют. При переходе из пласта в пласт образуются небольшие (до 2—3 м) водопады, протачивающие в нижней части толщи известняков круглые отверстия — клюзы.

Частным, но весьма характерным случаем образования пещер-поноров, подчеркивающим их эрозионную природу, являются полости, заложенные в прошлостях конгломератов и песчаников, заключенных между двумя пачками толстослоистых известняков (рис. 10, Д). Примером может служить пещера Джурла, расположенная на южном склоне массива Демерджи, в тальвеге крутостенного временного водотока, образующего ряд уступов высотой до 10—15 м. В основании одного из них в эрозионной нише находится вход в пещеру, заложенную в известняковом конгломерате с песчано-карбонатным цементом. В конце 40-метрового хода пещеры имеется довольно большой зал, дно которого покрыто глыбами известняка и россыпью кварцевой гальки, вымытой из конгломератов.

Размеры пещер-поноров характеризует табл. 9. Их объем обычно не превышает 2—6 тыс. м³.

Вскрытые пещеры имеют сложную морфологию и состоят из элементов разного генезиса. Их горизонтальная часть представляет собой канал стока, входящий в современную или древнюю карстовую водоносную систему. Его купольная часть вскрыта

Таблица 9

Крупнейшие пещеры-поноры Горного Крыма

Название	Длина, м	Глубина, м	Название	Длина, м	Глубина, м
Эмине-Баир-І (Ч)	366	87	Джурла (Д)	60	15
Сюндурюлю (А)	175	35	Басман-В (И)	60	25
Партизанская (А)	162	41	Уазун (Ч)	43	3
Терпи (К)	77	15	397-3 (Б)	40	23

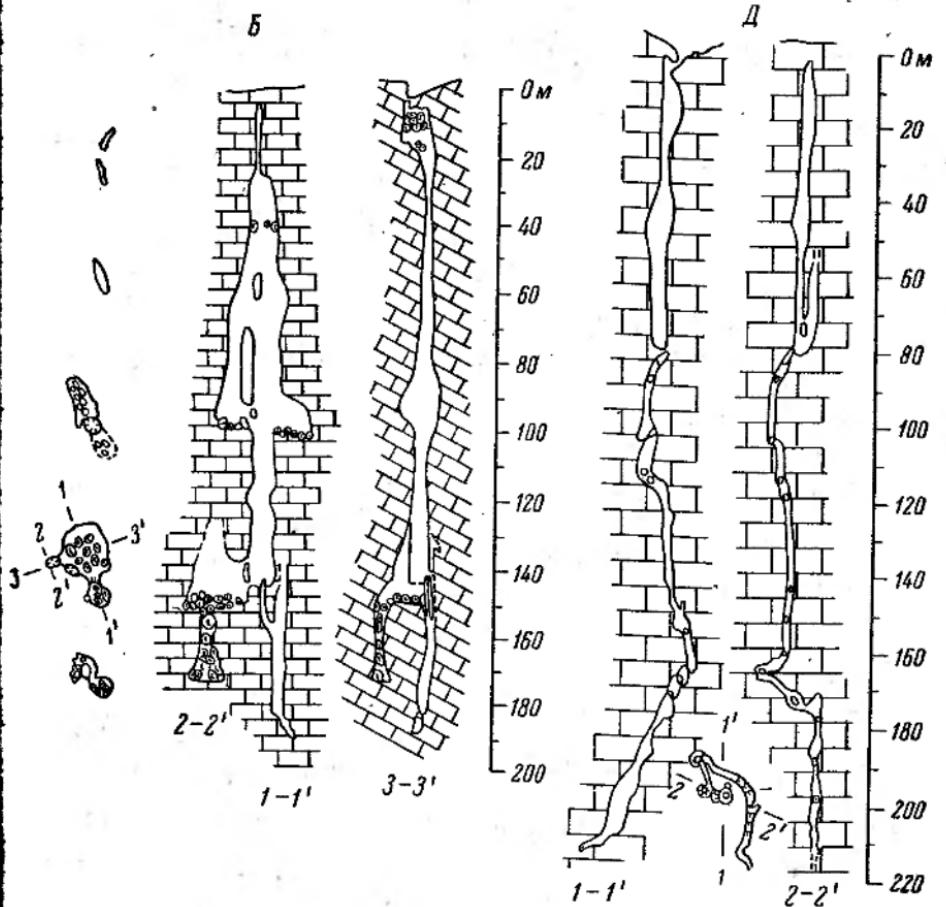
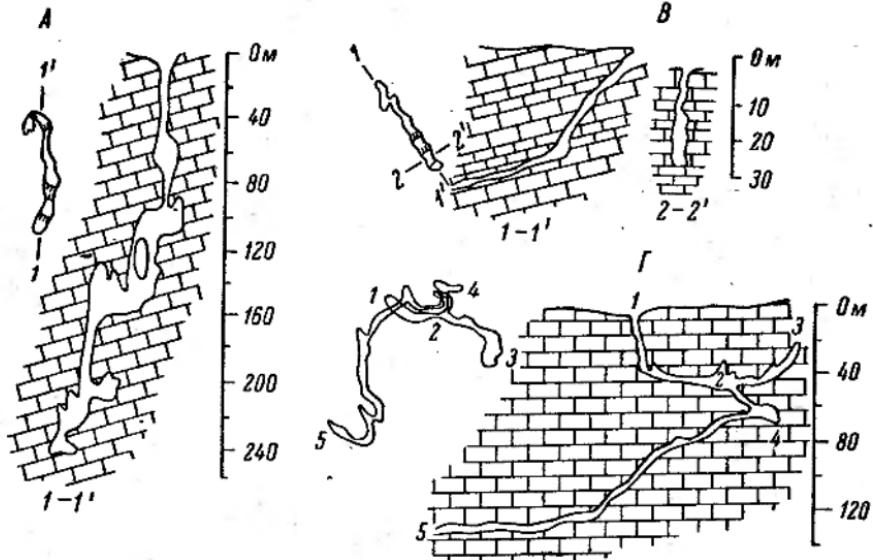
каким-либо деструктивным агентом. В Горном Крыму по условиям вскрытия выделены два подтипа этих полостей: провально-денудационный (вскрытие денудационными агентами при общей плацации поверхности массива) и провально-коррозионный (вскрытие нивально-коррозионными воронками, колодцами и шахтами, рис. 11). В других карстовых районах СССР и за рубежом часто встречается и третий подтип вскрытых полостей — провально-эрзационный (вскрытие попятной или боковой речной эрозией). Основной фактор вскрытия (денудация, коррозия, эрозия) может быть осложнен процессами обрушения сводов полости, провалом днища воронки и т. д. К типу вскрытых пещер относятся также широко распространенные в разных карстовых областях мира карстовые мосты.

Морфологически вскрытые пещеры чрезвычайно разнообразны. В большинстве случаев (55%) они заложены по трещинам напластования в толстослоистых, реже в среднеплитовых известняках. В зависимости от ориентировки (по простиранию — 29%, по падению — 26%, по тектоническим трещинам — 45%) они могут иметь горизонтальные, наклонные или ступенчатые ходы, соединенные небольшими колодцами. Детали морфологии пещерных систем определяются геолого-структурными условиями, литологией, гидродинамическими особенностями сформировавших их потоков. После вскрытия пещерной системы происходит моделирование ее привходовой части нивальными процессами, сопровождающееся накоплением снега и льда на значительной (до 100—145 м) глубине от поверхности (Бездонная, Большой Бузлук). Размеры вскрытых пещер характеризует табл. 10. Их объем обычно составляет 10—20 тыс. м³, в самых крупных полостях достигая 30 (Бездонная) и даже 54 тыс. м³ (Монастырь-Чокрак).

Пещеры-источники располагаются на склонах горных массивов на высоте от 300 до 1300 м над уровнем моря. Они представляют собой выводные каналы постоянных, периодических и ныне иссяк-

Рис. 9. Морфологические особенности шахт-поноров.

Каскадный подтип: А — Каскадная, Б — Гвоздецкого, В — Беденекыр; спиральный подтип: Г — Аверкиева, Д — Ход Конем. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.



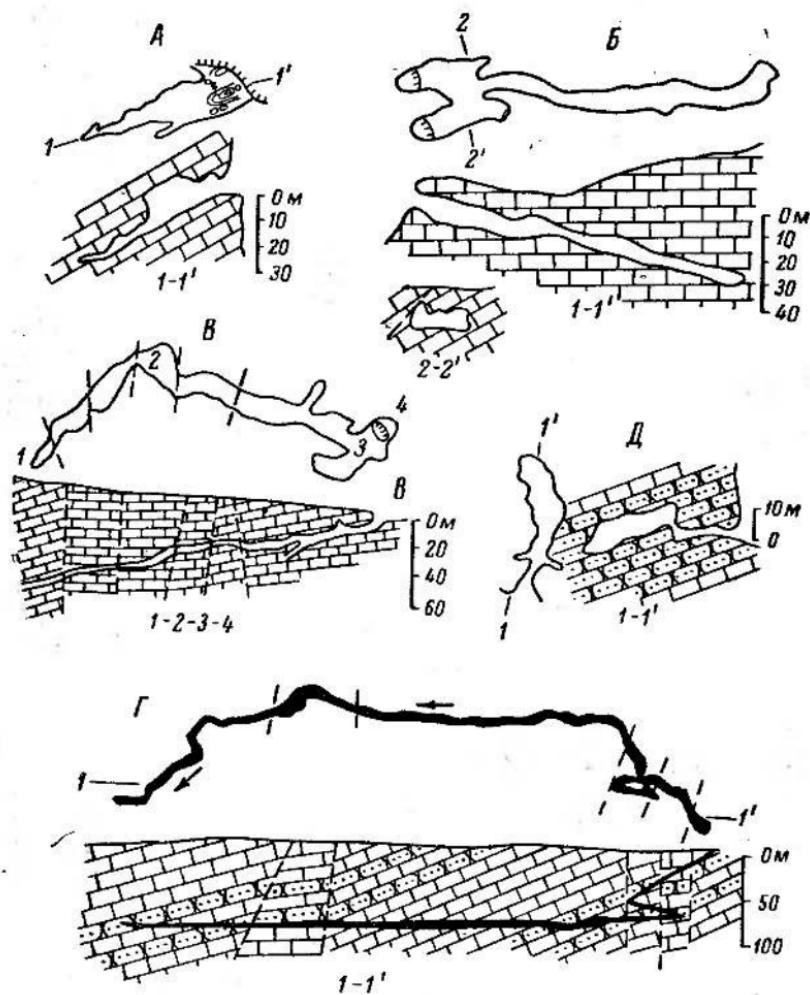


Рис. 10. Морфологические особенности пещер-поноров.

А — Басман-В; Б — Сюндиорлю; В — Партизанская; Г — Провал; Д — Джурла.
Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

ших источников. Преобладающее большинство пещер-источников заложено в толстослоистых (63%) и неслоистых (22%) известняках вдоль трещин напластования (70%) или вдоль тектонических трещин (30%). Морфологические черты пещер-источников и их размеры (табл. 11) определяются характером питания, размерами питающих водосборов и условиями заложения. Наиболее простое строение имеют полости инфильтрационного питания, заложенные в неслоистых или толстослоистых известняках. Они состоят из центрального канала, постепенно суживающегося от входа в глубь массива, и коротких боковых трещинных ходов. Такие

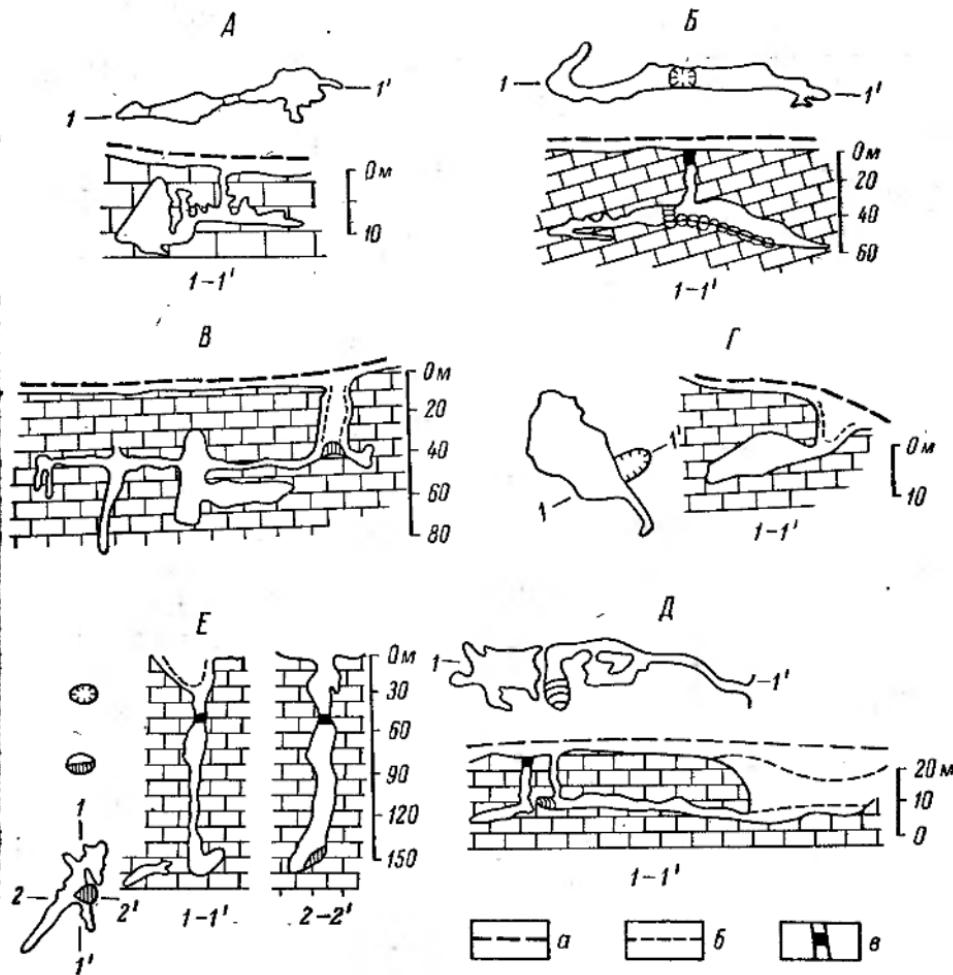


Рис. 11. Морфологические особенности вскрытых пещер.

А — Сказана; Б — Крубера; В — Геофизическая; Г — Карапя; Д — Гутерджилин-Бийбаш; Е — Бездонная. Условия вскрытия: а — денудационное, б — коррозионное, в — провальное. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

полости четко увязываются с поверхностными питающими водоемами. В настоящее время они обычно безводны или слабо обводняются после снеготаяния. Как правило, пещеры горизонтальны, одноэтажны и имеют пологий уклон ко входу, не зависящий от залегания известняков, либо частично контролируемый водоупорными отложениями (рис. 12, А). В поперечном сечении эти полости обычно имеют форму клина, их стены моделированы эрозией и коррозией. Более сложны в морфологическом отношении полости, заложенные в разбитой на блоки толще чередования

Таблица 10

Крупнейшие вскрытые пещеры Горного Крыма

Название	Длина, м	Глубина, м	Название	Длина, м	Глубина, м
Эмине-Баир-II (Ч)	1158	125	Вялова (Ч)	155	81
Крубера (К)	280	62	Эгиз-Тинах-III (К)	145	43
Эгиз-Тинах-II (К)	255	60	Геофизическая (А)	140	80
Мира (К)	240	135	Дахнова (К)	128	23
Три Ноздри (Ч)	230	27	Кастеро (К)	120	67
Сук (Ч)	210	23	Обвальная (Ч)	110	59
Монастырь-Чокрак (К)	207	151	Биябаш (Ч)	110	5
Бездонная (Ч)	194	161	Максимовича (А)	110	113
Аю-Теплик (А)	192	15	Большой Буалук (К)	100	81
Дублянского (К)	170	88	Партизанская (Д)	100	23
Эгиз-Тинах-II (К)	170	60	Пастушья (К)	45	99

Таблица 11

Крупнейшие пещеры-источники Горного Крыма

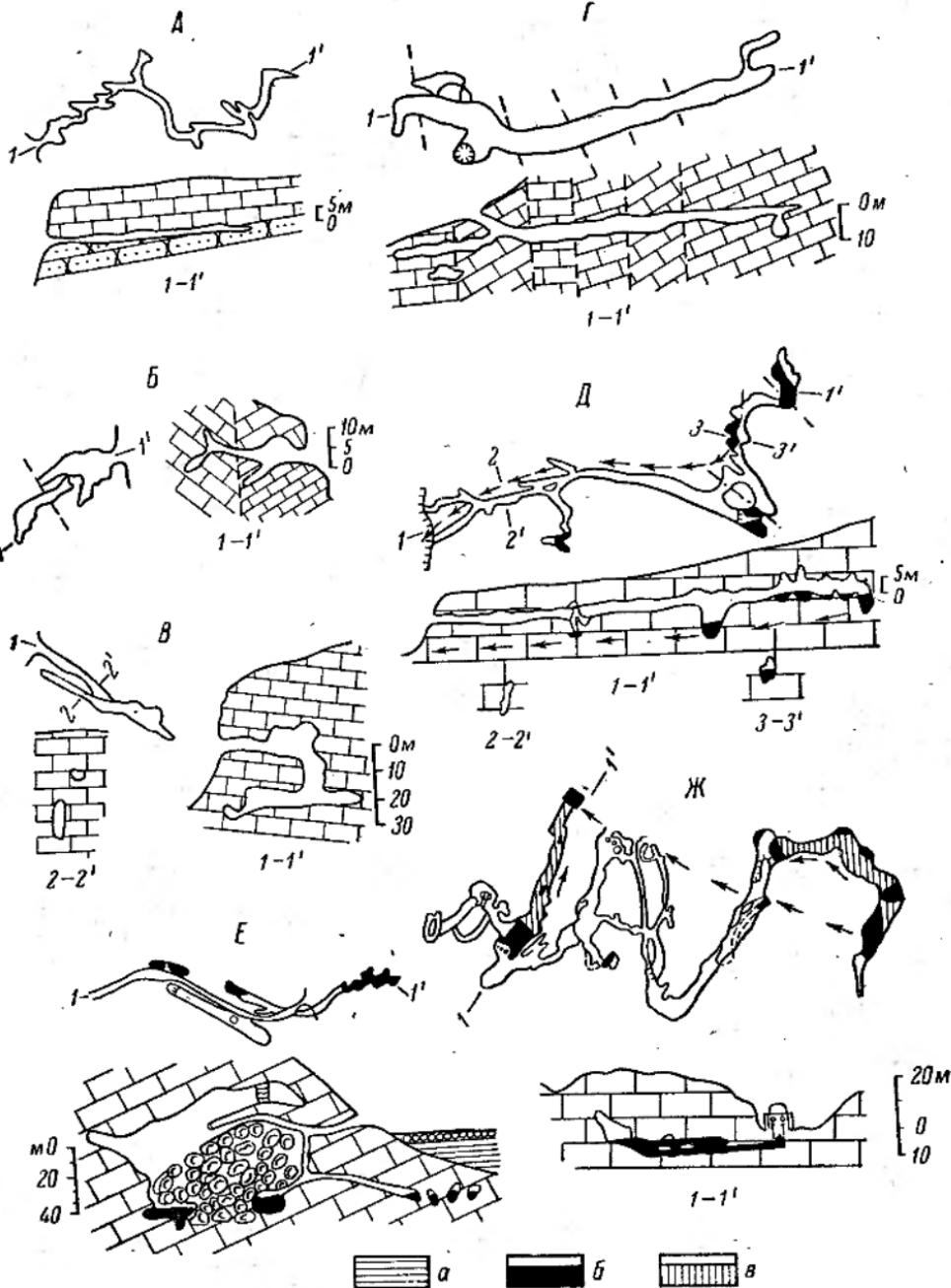
Название	Длина, м	Название	Длина, м
Красная (Д)*	13100	Медовая (А)	205
Узунджа (А)*	1500	Бештекие (А)*	150
Джур-Джур (Д)*	750	Малой Академии (Д)	118
Скельская (А)*	570	Ени-Сала-I (Д)	113
Аянская (Ч)*	550	Шак-Кая (К)	113
Ени-Сала-III (Д)*	410	Мисхорская (А)	101
Висячая (А)	401	Аджи (К)	78
Наслонова (А)*	229	Ени-Сала-II (Д)	75
Соколинская (А)*	212	Дружная (Д)	67

Примечание. Звездочкой отмечены обводненные пещеры.

слоистых и неслоистых известняков (рис. 12, Е). Иногда здесь развиваются этажные системы (рис. 12, В). Еще более сложную конфигурацию имеют полости, связанные с удаленными областями инфильтрационного питания (рис. 12, Г). Для них характерно чередование узких трещинных и сифонных каналов с широкими участками, наличие восходящих участков галерей, заложенных по прослоям песчаника, и древних сифонных каналов, которые формировались в пределах верхних гидродинамических зон. Такие каналы, соединяющие участки с безнапорным движением подзем-

Рис. 12. Морфологические особенности пещер-источников.

А — Бештекие-II; Б — Иограф; В — Малой Академии; Г — Аю-Теплик; Д — Ени-Сала-III; Е — Скельская; Ж — Аянская. а — глина; б — открытая вода; в — сифоны. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.



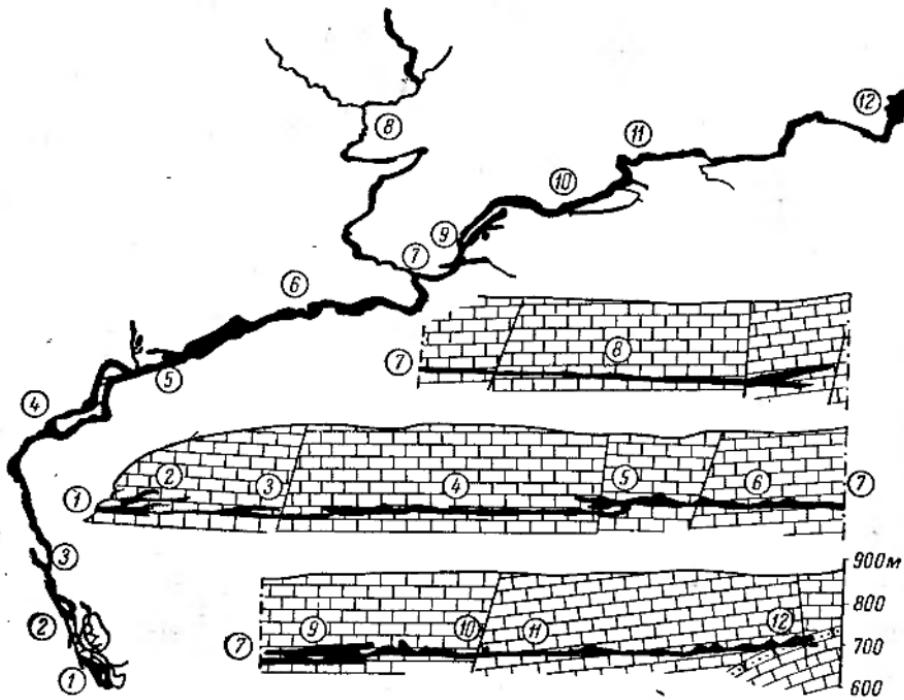


Рис. 13. План и продольный разрез Красной пещеры.

1 — вход; 2 — ближняя часть; 3 — 1-й сифон; 4 — первая засифонная галерея; 5 — 2-й сифон; 6 — вторая засифонная галерея; 7 — разводка; 8 — галерея нависающих сводов; 9 — 3-й сифон; 10 — дальняя часть; 11 — 4-й сифон; 12 — V Обвальный зал. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

ных вод, пройдены с аквалангом в пещерах Аянская, Красная, Алешина Вода (Аронов, Сотников, 1965). Ныне осушенные сифонные каналы, позволяющие детально изучить их морфологию и соотношение с другими галереями, описаны в пещерах Красная, Мисхорская, Нассонова, Медовая, Ени-Сала-III (рис. 12, Д) и других.

Формирование крупных пещер-источников в Горном Крыму было возможно только на тех массивах, где существовали условия длительного инфилюационного питания. Классический пример тому — Красная пещера (Головцын и др., 1966). Подземная река Краснопещерная образована двумя главными водотоками инфилюационного (из шахты-понора Провал) и инфильтрационно-инфилюационного питания. Пещера заложена в толстослоистых титонских известняках, лишь в дальней ее части в разрезе появляются тонкоплитчатые известняки с прослойками песчаников. Направления ее заложения контролируются рядом сбросов. Галереи Красной пещеры расположены на расстоянии 20—50 м от сместителя нарушения. При переходе из блока в блок возникают каскады до 30 м высотой, изменяются диаметр и форма поперечных сечений, образуются обвальные залы и сифоны (рис. 13).

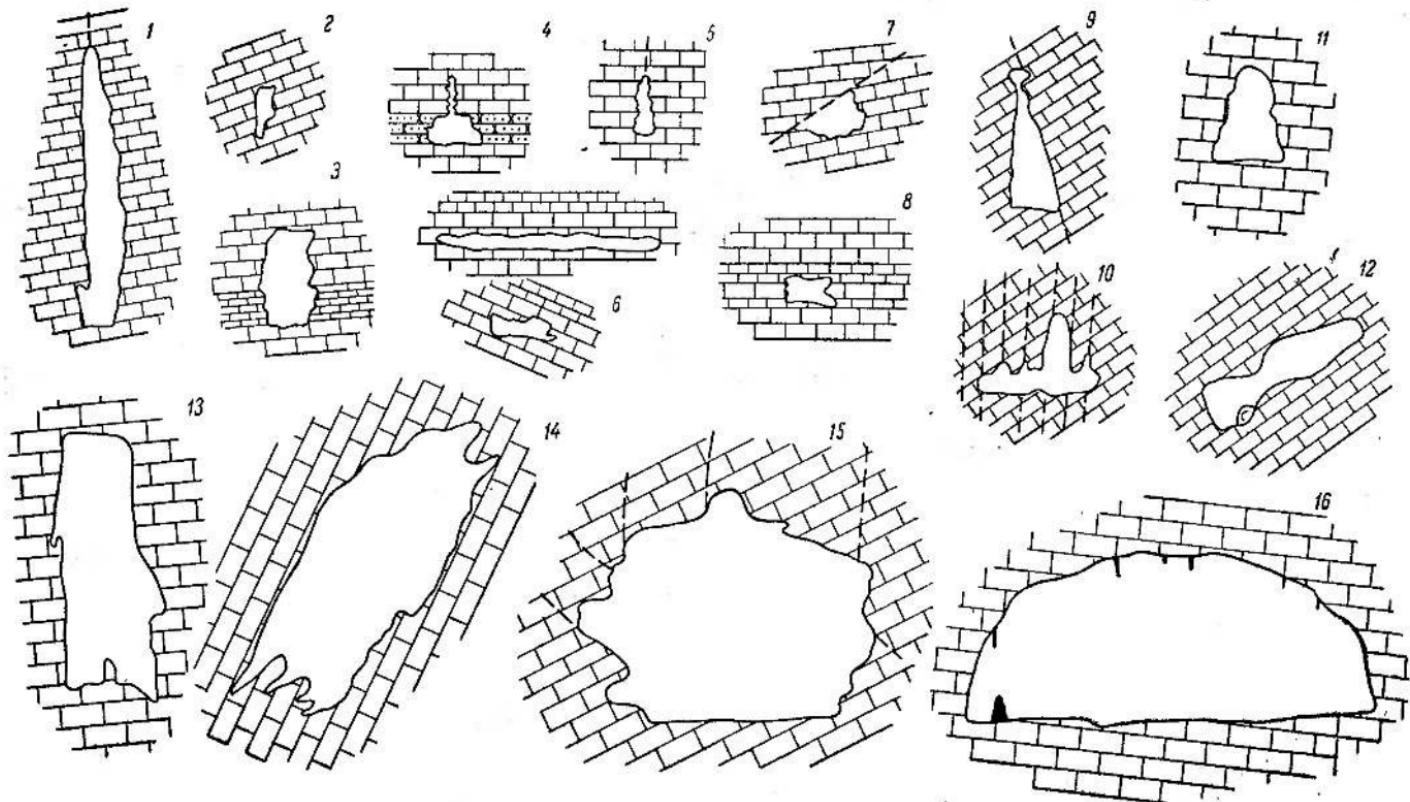


Рис. 14. Типичные поперечные сечения коррозионно-эрзационных полостей Горного Крыма (в одном масштабе).

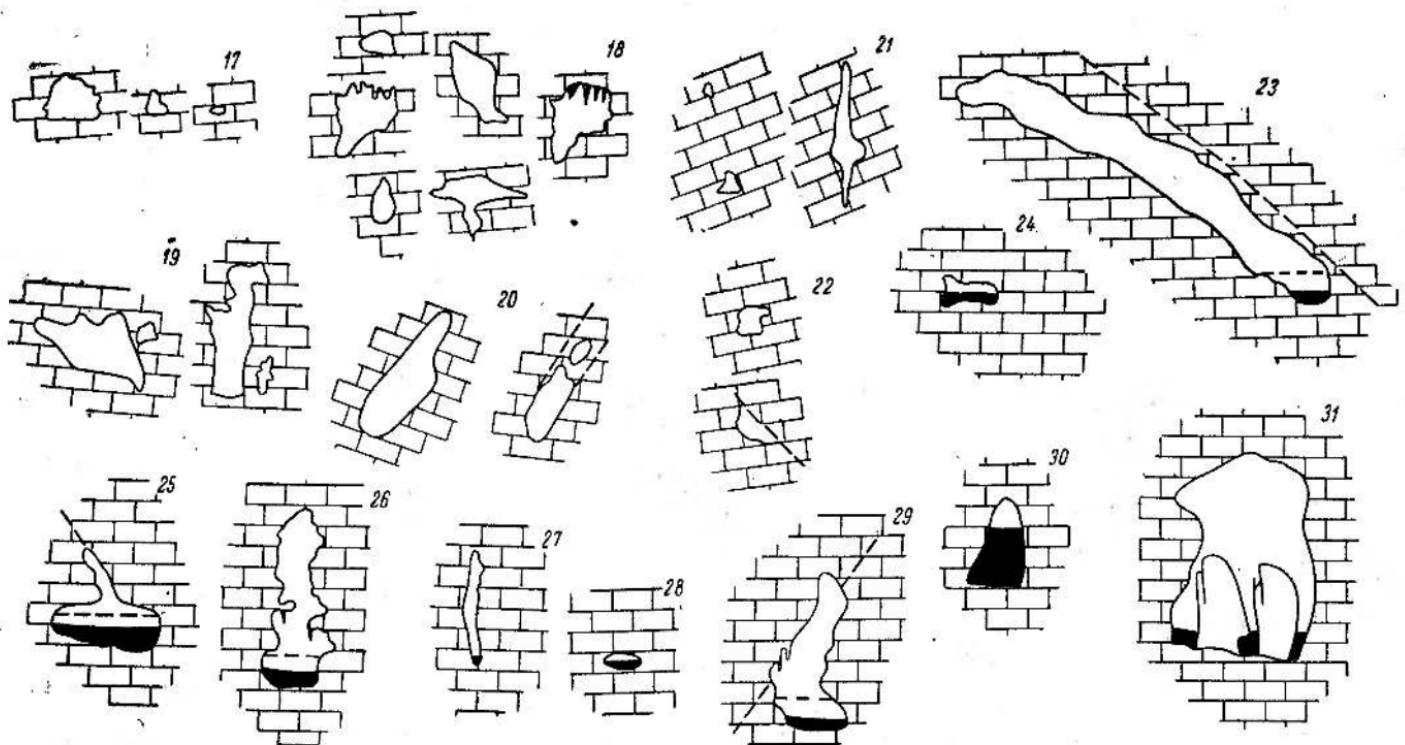


Рис. 14 (продолжение).

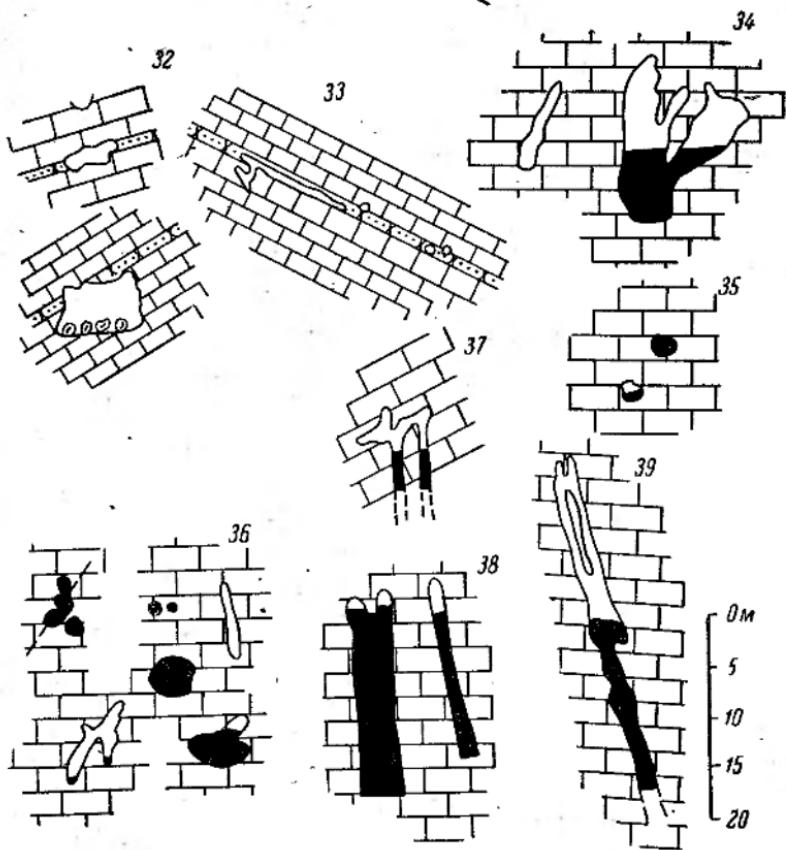


Рис. 14 (продолжение).

Шахты-поноры: 1 — Каскадная, 2 — Трехстажная, 3 — Беденекыр, 4 — Провал; пещеры-поноры: 5 — Док-Коба (два сечения), 6 — Басман-IV, 7 — Сюндорлю, 8 — Партизанская, 9 — Эмине-Баир-I, 10 — Терпи; вскрытые пещеры: 11 — Бездонная, 12 — Эмине-Баир-II, 13 — Дублинского, 14 — Обвальная, 15 — Монастырь-Чокрак, 16 — Эгиз-Тинах-III; пещеры-источники: 17 — Аджи, 18 — Висячая, 19 — Медовая (два сечения), 20 — Мисхорская (два сечения), 21 — Узунджа (два сечения), 22—31 — Красная, 32 — Желтая (два сечения), 33 — Джур-Джур, 34 — Ени-Сала-III, 35 — Алешина Вода, 36 — Аяй (шесть сечений), 37 — Биюк-Узенбаш, 38 — Скельская, 39 — Карасу-Башни.

Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

В Красной пещере прослеживается 6 этажей с относительным превышением одного над другим от 5 до 10 м. Этажность четко выражена внутри блоков. Близ зон нарушений им соответствуют обвальные залы высотой до 30—40 м с обрушившимися между этажными перекрытиями. Для продольного профиля Красной пещеры характерна ступенчатость, вызванная наличием структурных и подпрудно-плотинных каскадов. На участках между каскадами часто наблюдается меандрирование потоков, их бифуркация или уход в сифонные каналы длиной от 4—5 до 50—100 м.

Особые условия формирования пещер-источников существуют на периферии горных массивов, на участках, где карбонатные породы опущены ниже уровня эрозионно-тектонических котловин, выполненных водонепроницаемыми нижнемеловыми отложениями (Салгирская и Байдарская котловины). Здесь обводнены и закарстованы крутонаклонные (70 — 80°) тектонические трещины близ зон нарушений. Пещеры состоят из параллельных ходов, соединенных между собой округлыми «окнами», либо из пересекающихся щелевидных галерей, точно следующих основным направлениям тектонической трещиноватости (рис. 12, Д—Ж). Аянская пещера состоит из нескольких параллельных галерей большого диаметра (до 4 — 5 м), заложенных вдоль регионального нарушения, оконтуривающего с севера Чатырдагский массив. Часть из них в настоящее время безводна, часть обводняется только в паводок или представляет типичные сифонные каналы, имеющие округлое сечение и меняющие глубину заложения от $+2$ до -10 м (считая от меженного уровня воды).

В более погруженных блоках отмечается сплошное обводнение приразломных трещиноватых зон. Глубина обводненной части пещер Карасу-Баши и Скельской превышает 20 — 25 м. В паводок происходит быстрый подъем уровней, сопровождающийся интенсивной эрозионной проработкой верхних частей галерей. Стенки нижней части галерей несут в основном следы коррозионной моделировки.

Значительный интерес представляет морфологический анализ поперечных сечений коррозионно-эрэзионных полостей Горного Крыма. Всего было проанализировано свыше 8000 сечений и из них выбрано 39 наиболее типичных (рис. 14). Обращает на себя внимание отсутствие существенных различий между поперечными сечениями шахт-поноров (1—4), пещер-поноров (5—10), вскрытых пещер (11—16) и пещер-источников (17—39). Самые крупные по размерам сечений полости образуются в местах активного инфильтрационного питания при заложении в толстослоистых известняках.

Если породы имеют пологое падение, то полости преимущественно развиваются в ширину (16) или в глубину и ширину (15, 31); если крутое — то в глубину (14). Такая же закономерность наблюдается при заложении полости в неслоистых известняках по тектоническим трещинам (13) или в слоистой толще вдоль тектонического нарушения (23). Характерной особенностью коррозионно-эрэзионных полостей Крыма является «вадозность» их морфологических признаков, в которых можно проследить большинство признаков, выделенных Дж. Бретцем. Вместе с тем ряд полостей имеет и «фреатические» морфологические признаки: сочетание каналов и широких галерей (9), наличие круглых каналов на разных уровнях (19, 20, 22). Однако в условиях Горного Крыма их следует трактовать как сифонные каналы, возникшие в пределах верхних гидродинамических зон. В зонах сезонных колебаний

уровней карстовых вод и полного насыщения формируются трещинно-карстовые системы (37—39).

Морфологически поперечные сечения коррозионно-эрзационных полостей могут резко отличаться в пределах одной полости на расстоянии 15—20 м (17, 18, 22—31). Основная причина их изменчивости — не столько изменения гидродинамических условий, сколько изменения в литологии и трещиноватости вмещающей толщи, либо изменение ориентировки хода пещеры по отношению к основным структурным элементам массива.

При использовании вертикальных и крутонаклонных трещин в толще любого залегания ходы пещер обычно приобретают вертикальное развитие (1, 3, 6, 9, 10, 11, 13, 19, 21 и др.). В неслоистых известняках они имеют наиболее простые очертания, иногда определяемые особенностями движения подземных вод. При использовании нескольких параллельных систем трещин ходы приобретают более сложные очертания (10). Полости, заложенные вдоль систем наклонных тектонических трещин, имеют довольно сложную конфигурацию — скошенные купола и ходы (29, 36) либо наклонные стены, местами развитые вдоль отпрепарированной поверхности сместителя тектонического нарушения (7, 23). Полости, использующие трещиноватость напластования в однородной толще, имеют обычно низкие прямоугольные сечения при заложении по простирианию и трапециевидные сечения при заложении по падению (5, 8, 12, 14). В последнем случае конфигурация полости часто осложнена глыбовыми навалами (12, 31). В толще чередования известняков различной текстуры или известняков и песчаников образуются всевозможные ниши и купола по пластам менее устойчивых пород (3, 8, 32). Иногда галереи пещер почти полностью переходят в толщу легко размываемых глинистых известняков или песчаников (32, 33). Наиболее сложной конфигурацией обладают полости, заложенные в толще чередования пород различного состава при использовании тектонической трещиноватости и трещиноватости напластования. Пример тому — уже упоминавшиеся выше пещеры-повороты Провал (4), Терпи (10), вскрытая пещера Монастырь-Чокрак (15), пещера-источник Висячая (18).

Размеры пещер-источников характеризует табл. 11. Их объем колеблется в широких пределах — от 400—800 м³ для полостей инфильтрационного до 10—20 тыс. м³ для полостей инфильтрационно-инфлюационного питания. Красная пещера имеет объем около 200 тыс. м³.

В табл. 12—15, 17, 18 и 22 сведены материалы о характерных гидрогеологических, геоморфологических, морфометрических, микроклиматических и седиментологических особенностях карстовых полостей различных классов. По всем этим признакам полости различного генезиса существенно отличаются друг от друга. Это подтверждает правильность принципов, положенных в основу морфогенетической классификации карстовых полостей.

Как показывает анализ литературы, эта классификация применима и к другим горным карстовым областям. Как всякая схема, она, естественно, не лишена недостатков, которые придется выявлять и устранять при ее проверке.

Распределение карстовых полостей

Сравнительный анализ особенностей распределения карстовых полостей по различным признакам, основанный на статистическом материале, позволяет вскрыть объективно существующие закономерности их заложения, теряющиеся при изучении конкретных природных объектов (рис. 15).

Распределение по высоте местности не дает принципиально новой информации. Устойчивый максимум для всех классов полостей отмечен в наиболее развитой в Горном Крыму высотной зоне 900—1100 м; для коррозионно-гравитационных полостей характерны два дополнительных максимума на высоте 500—700 м (Западно-Айшетринский) и 1200—1500 м (Бабуганский и Чатырдагский районы). Зато по всем остальным показателям выявляются четкие закономерности. Коррозионно-гравитационные полости преимущественно формируются при уклонах поверхности более 15° в оxford-кимериджских неслоистых и толсто-слоистых известняках, при углах падения последних $> 50^{\circ}$; используют они трещины отседания, развитые по тектонической трещиноватости, ориентированной параллельно и наискось к простиранию известняков; закладываются преимущественно на внешних склонах плато и водораздельных прибровочных пространствах в безлесной местности.

Нивально-коррозионные полости образуются преимущественно на участках, имеющих уклоны менее 15° , в оxford-кимериджских и титонских среднеплитовых, толсто-слоистых и неслоистых известняках при углах их падения $10-30^{\circ}$. Используют они тектонические трещины, перпендикулярные к простиранию пород, и трещины напластования, развиваясь по их падению. Наиболее благоприятные условия заложения — облесенные днища и склоны крупных отрицательных форм рельефа, а также склоны карстовых воронок и эрозионных врезов.

Коррозионно-эрзационные полости встречаются на участках рельефа с любым уклоном. На пологих участках ($< 5^{\circ}$) чаще располагаются входы во вскрытые пещеры, на участках с уклоном $10-15^{\circ}$ — в пещеры и шахты-поноры, на крутых внешних склонах — в пещеры-источники. Чаще всего они встречаются в титонских толсто-слоистых, среднеплитовых и неслоистых известняках с углами падения $10-30^{\circ}$, используют трещины напластования и тектонические трещины скальвания, ориентированные наискось к простиранию пород. Будучи связанными с эрозионной сетью

на днищах крупных отрицательных форм рельефа на плато, чаще встречаются в безлесной местности.

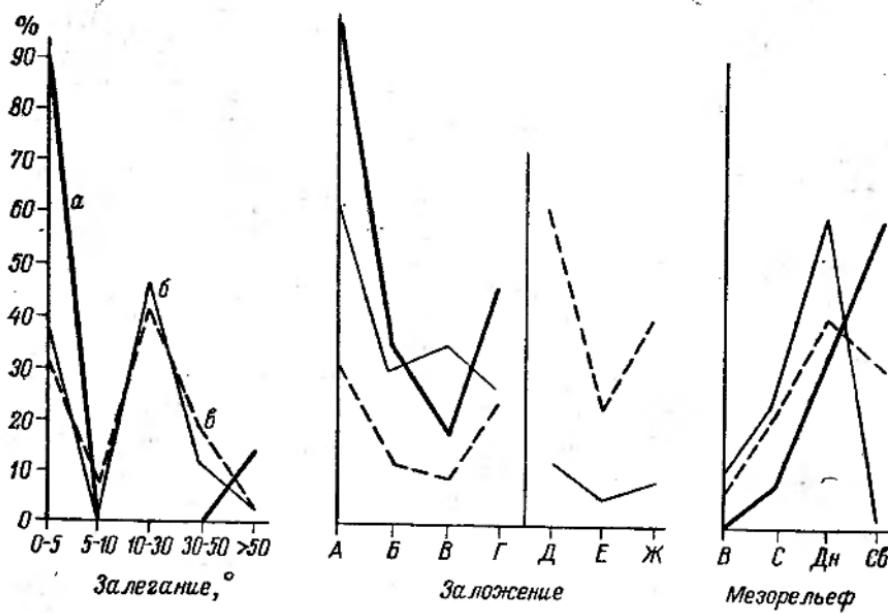
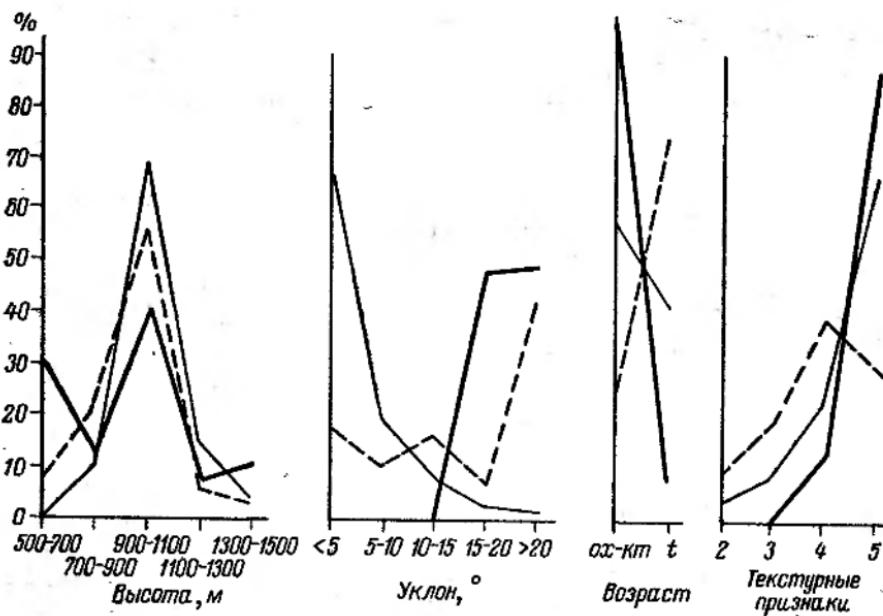
Для поверхностных и нивально-коррозионных карстовых форм характерна четкая связь с показателем горизонтального расчленения местности: их число максимально (15—30 форм на 1 км²) при показателях расчленения 0.01 км/км² и резко снижается (1—2 формы на 1 км²) при возрастании показателя расчленения до 2.0—5.0 км/км². Для коррозионно-эрзационных полостей, связанных преимущественно с древней гидрографической сетью на плато, характерна обратная зависимость.

Таким образом, понятие структурно-тектонического контроля, введенное в карстоведческую литературу Н. И. Николаевым (1946), получает дальнейшее развитие и количественное обоснование.

Вследствие одновременного действия всех рассмотренных выше факторов поверхностное и подземное закарствование в отдельных карстовых районах Крыма развито весьма неравномерно. В Нижнесухореченском, Варнутском, Байдарском, Приморском и Агармышском районах поверхностные карстовые формы представлены одиночными воронками и каррами, а подземные — одиночными колодцами и пещерами, поэтому количественные расчеты возможны лишь для остальных девяти районов (табл. 12).

Средняя плотность закарствования для Главной гряды составляет 6.8 поверхностных и 0.9 подземной формы на 1 км². На отдельных массивах плотность поверхностного закарствования может меняться от 1.2 до 18.0, а подземного — от 0.2 до 3.0. Л. Савицкий (1909), А. А. Крубер (1915), И. К. Зайцев (1940), Л. Якуч (Jakucs, 1967) и некоторые другие исследователи полагают, что на основании изучения морфологических особенностей и количественного распределения поверхностных карстопроявлений можно судить о подземной закарствованности и обводненности данного массива. На первый взгляд, материалы табл. 12 подтверждают это предположение. Между средней плотностью поверхностного и подземного закарствования отдельных горных массивов существует довольно тесная связь (коэффициент корреляции $r=0.72 \pm 0.11$). Однако и поверхностные карстовые формы (воронки), и преобладающее большинство подземных форм (нивально-коррозионные полости), как было показано выше, имеют одинаковое происхождение. Их распределение на горных массивах зависит от одних факторов: количества и характера залегания снега и геолого-структурных условий (особенности залегания, текстурные признаки и степень трещиноватости известняков), поэтому коэффициент корреляции между их плотностями на разных яйлах еще выше ($r=0.93 \pm 0.03$), а наличие этой связи создает ложное впечатление об общей довольно тесной корреляции плотностей поверхностных и подземных карстовых форм.

Плотность подземных карстовых форм, являясь довольно чутким сравнительным показателем интенсивности закарствования



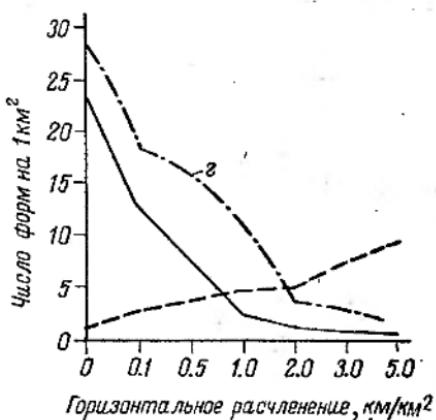
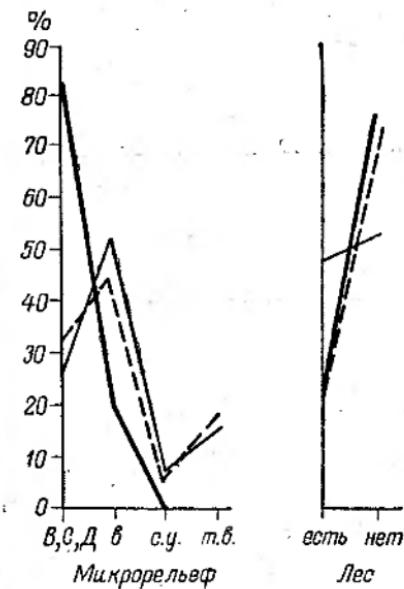


Рис. 15. Особенности распределения карстовых полостей различных генетических классов.

Классы полостей: а — коррозионно-гравитационный; б — нивально-коррозионный; в — коррозионно-эрзионный; г — поверхностные карстовые формы. Текстурные признаки известняков: 2 — тонкоцветчатые; 3 — среднеплитовые; 4 — толстосплайственные; 5 — неслойистые. Заложение: полость заложена по тектоническим трещинам (А), в том числе параллельно напластованию (Б), перпендикулярно напластованию (В), наискось и напластованию (Г). Полость заложена по трещиногенности напластования (Д), в том числе по простиранию пород (Е), по падению пород (Ж). Мезорельеф. Полости расположены: В — на водоразделе; С — на склоне; Д — на днище долины или котловины; Са — на внешнем склоне массива. Микрорельеф. Полость расположена: В, С, Д — непосредственно на водоразделе, склоне, днище; г — в карстовой воронке; с. у. — под структурным уступом; т. б. — в тальвеге водотока.

отдельных массивов, не дает представления о степени концентрации стока в их недрах. Например, плотность подземных форм на Западно-Айгеринском и Долгоруковском массивах одинакова (0.2 формы на 1 км^2), однако на первом из них крупных обводненных систем нет, а на втором большая часть стока дrenируется Красной пещерой (густота горизонтальных полостей в них соответственно 11.1 и $77.2 \text{ м}/\text{км}^2$). На внешних склонах горных массивов поверхностные карстовые формы вообще отсутствуют, но хорошо развиты системы подземных полостей.

Еще более ярко различия между плотностью поверхностного и подземного закарствования выявляются при анализе отдельных крупных водосборов или участков плато (рис. 16). Определение плотности закарствования является составной частью карстологического анализа, на основании которого составляются карты типов поверхностного стока и трещинно-карстового поглощения (Иванов, 1964). Это позволяет определить современные особенности питания подземных вод на закарствованных водосборах и подойти к гидрогеологическому районированию горных массивов.

Таблица 12

Характер поверхностного и подземного закарстования Горно-Крымской карстовой области

Карстовый район	Площадь, км ²	Число карстовых форм		Средняя плотность форм **		Суммарные размеры подземных форм, м		Средняя густота, м/км ²	
		поверхностных *	подземных	поверхностных	подземных	длина	глубина	горизонтальных полостей	вертикальных полостей
Западно-Айпетринский	46.6	57	9	1.2	0.2	517	128	11.1	2.7
Центрально-Айпетринский	109.0	1331	201	12.2	1.8	3883	3772	35.6	34.0
Восточно-Айпетринский	68.5	440	74	6.4	1.1	1423	1252	20.8	18.3
Ялтинский	55.6	244	23	4.2	0.4	625	283	11.3	5.1
Никитский	40.5	195	5	4.8	0.1	12	76	0.3	1.9
Бабуганский	69.0	476	31	6.9	0.5	341	606	4.9	8.8
Чатырдагский	43.0	771	136	18.0	3.0	3203	2765	74.8	64.4
Демерджи-Долгоруковский	189.6	470	42	2.5	0.2	14474	1014	77.2	5.4
Карабийский	197.2	1549	244	7.8	1.2	6351	4351	32.0	22.1
	819.0	5533	765	6.8	0.9	30829	14277	37.6	17.4

Примечание. * В качестве расчетных форм приняты воронки и просадки. ** Число форм на 1 км².

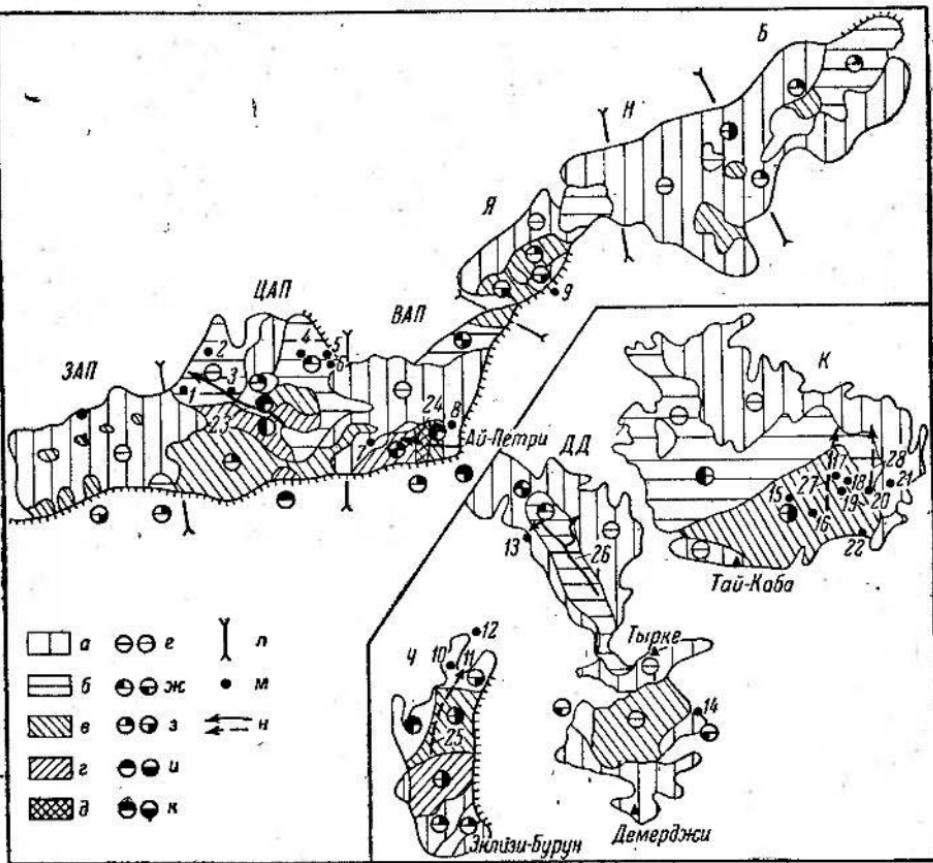


Рис. 16. Плотность закарствования Горного Крыма.

Плотность поверхностного закарствования (число воронок и просадок на 1 км²): а — очень слабая (0—10), б — слабая (11—30), в — средняя (31—60), г — сильная (61—90), д — очень сильная (91—100); плотность подземного закарствования (число нивально-коррозионных полостей на 1 км²) — верхний сегмент, коррозионно-эрзационных полостей — нижний сегмент: е — очень слабая (0.0—0.5), ж — слабая (0.6—1.0), з — средняя (1.1—5.0), и — сильная (5.1—10.0), к — очень сильная (> 10.0); л — границы карстовых районов: ЗАП — Западно-Айпетринский, ЦАП — Центрально-Айпетринский, ВАП — Восточно-Айпетринский, Я — Ялтинский, Н — Нацистский, В — Бабуганский, Ч — Четырдагский, ДД — Демерджи-Долгоруковский, К — Карабийский; м — основные карстовые полости: 1 — Скельская, 2 — Сюндарюо, 3 — Узунджа, 4 — Партизанская, 5 — Дубовая, 6 — Сююро, 7 — Эмилианская, 8 — Каскадная, 9 — Ставрикайская, 10 — Эмине-Баир-II, 11 — Эмине-Баир-I, 12 — Алинская, 13 — Красная, 14 — Джур-Джур, 15 — Крубера, 16 — Мира, 17 — Молодежная, 18 — Гвоздецкого, 19 — Курюч-Агач, 20 — Эгиз-Тинах-I, 21 — Солдатская, 22 — Туакская; н — карстовые водопоневые системы: сплошная линия — современные, пунктир — древние: 23 — Пестовского-Узунджа-Скельский источник, 24 — Геофизическая-Трехглазка-Мисхорская, 25 — Гугерджин-Бинбаш-Суук-Эмине-Баир-I, 26 — Привал-Красная, 27 — Кастре-Монастырь-Чокрак-Дублянского, 28 — Эгиз-Тинах-I, -II, -III.

Таблица 13

Распределение коррозионно-гравитационных (А),
нивально-коррозионных (Б) и коррозионно-эрзационных (В)
полостей Горного Крыма по классам, %

Классы	Границы классов	Длина, м			Глубина, м			Площадь, м ²			Объем, м ³			Удельный объем, м ³ /м		
					A	B	V	A	B	V	A	B	V	A	B	V
		10 ⁰ —10 ¹	10 ¹ —10 ²	10 ² —10 ³	10 ³ —10 ⁴	10 ⁴ —10 ⁵	10 ⁵ —10 ⁶	10 ⁰ —10 ¹	10 ¹ —10 ²	10 ² —10 ³	10 ³ —10 ⁴	10 ⁴ —10 ⁵	10 ⁵ —10 ⁶	10 ⁰ —10 ¹	10 ¹ —10 ²	10 ² —10 ³
1	10 ⁰ —10 ¹	47	92	5	7	26	37	15	46	8	—	2	1	46	64	50
2	10 ¹ —10 ²	38	8	70	93	73	54	61	50	45	15	45	28	54	35	47
3	10 ² —10 ³	15	—	22	—	1	9	24	3	36	46	47	37	—	1	2
4	10 ³ —10 ⁴	—	—	2	—	—	—	—	1	10	39	5	25	—	—	1
5	10 ⁴ —10 ⁵	—	—	1	—	—	—	—	—	1	—	1	8	—	—	—
6	10 ⁵ —10 ⁶	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—

Значительный интерес представляет сравнение распределений различных оценочных показателей карстовых полостей. Г. А. Максимович (1969б) предложил разделить их по десятичной системе на классы, причем для каждого показателя величина первого класса принималась различной: для объема — $> 10^8 \text{ м}^3$, для площади — $> 10^6 \text{ м}^2$ и т. д. При анализе распределений карстовых полостей Горного Крыма автором применен иной прием. Для всех оценочных показателей величина первого и последующих классов одинакова (табл. 13).

Преобладающее большинство (75—90%) коррозионно-гравитационных и нивально-коррозионных полостей по длине, глубине, площади и удельному объему относится к 1 и 2, а по объему — к 1, 2 и 3 классам. Большинство коррозионно-эрзационных полостей по длине, глубине и удельному объему относится ко 2 и 3, а по площади и объему — ко 2—4 классам. Только для этой генетической разновидности полостей характерно наличие представителей 5 класса по длине и площади и 6 класса — по объему. Этим еще раз подчеркивается значимость морфометрических отличий карстовых полостей выделенных морфогенетических классов.

Данные о распределении оценочных показателей карстовых полостей могут использоваться для различных расчетов, в частности для сравнения степеней закарствования различных горных массивов.

В литературе имеются указания на значительные различия в закарствовании западных (Ай-Петри—Бабуган) и восточных (Чатырдаг—Караби) горных массивов Крыма (Крубер, 1915; Штегнелев, 1972). Для проверки этой гипотезы автор использовал λ -критерий, предложенный А. Н. Колмогоровым и Н. В. Смирновым (Плохинский, 1970):

$$\lambda = \left| \frac{\sum f_1}{n_1} - \frac{\sum f_2}{n_2} \right|_{\max} \sqrt{\frac{n_1 n_2}{n_1 + n_2}},$$

где $\left| \frac{\sum f_1}{n_1} - \frac{\sum f_2}{n_2} \right|_{\max}$ — максимальное абсолютное значение разностей сумм накопленных частот по каждому рангу, деленных на общее число вариантов первого (n_1) и второго (n_2) распределений.

Различия между анализируемыми распределениями считаются несущественными (случайными), если λ -критерий не достигает стандартного значения порога вероятности. Он принят равным 1.36, что соответствует минимальной вероятности безошибочного прогноза 0.95.

Анализ проводился по всем оценочным показателям (длина, глубина, площадь, объем) для нивально-коррозионных и коррозионно-эрэзионных полостей. Во всех случаях величина λ -критерия не превысила 0.80—0.93, что значительно меньше порога вероятности.

Таким образом, различия между распределениями карстовых полостей этих классов на западных и восточных массивах следует считать несущественными. В то же время величина λ -критерия по всем оценочным параметрам для коррозионно-эрэзионных полостей Крыма и Северного Кавказа, Крыма и Урала составила 1.80—6.52. Это свидетельствует о правомерности применения λ -критерия для решения проблем сравнительной спелеоморфометрии.

МИКРОКЛИМАТ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Микроклимат карстовых полостей — это режим метеорологических элементов в различных пещерах и шахтах. До 1958 г. для оценки микроклимата карстовых полостей Крыма не было фактических данных: в работах Ю. Листова (1892), Н. Клепинина (1912), А. Крубера (1915), П. Васильевского и П. Желтова (1932) приводились результаты всего нескольких десятков измерений температуры воздуха под землей. В 1954—1955 гг. были получены первые сведения о температуре и влажности воздуха 5 легкодоступных пещер Караби с использованием самописцев (Устинова, 1957).

В 1958—1974 гг. в 350 карстовых полостях на глубинах до 300 м от поверхности было произведено более 50 тысяч замеров температуры и влажности воздуха в различные сроки наблюдений, получено свыше 7 тыс. суточных записей изменений его параметров по самописцам-термографам, гигрографам и барографам. Этот огромный фактический материал требует специальной обработки и публикации. В настоящем разделе излагаются лишь основные результаты выполненных исследований (Дублянский, 1967, 1971).

К недостаткам имеющихся материалов относятся следующие: отсутствие стационарных наблюдений над скоростью движения воздуха, фрагментарность наблюдений в конкретных типах полостей в разные сезоны года, недостаточно густая сетка замеров в поперечных сечениях пещер и шахт, отсутствие замеров температуры стенок в шпурах и пр. Это не позволяет использовать расчетные зависимости, применявшиеся в рудничной метеорологии.

При обработке наблюдений сделан ряд допущений: коэффициенты воздухообмена рассчитаны по осредненным срочным замерам, выведены средневзвешенные значения температуры и влажности воздуха, при отсутствии наблюдений по самописцам в отдельные месяцы использованы данные срочных замеров с учетом тенденций изменений температуры и влажности воздуха в смежные месяцы.

Движение воздуха

В карстовых полостях, имеющих входы на разной высоте или соединяющихся с поверхностью узкими трещинами, движение воздуха возникает вследствие разницы плотностей внешнего и внутреннего столбов воздуха. В теплый период воздух в полости находится в нисходящем, а в холодный — в восходящем движении. После уравнивания подземной и поверхностной температуры наступает более или менее продолжительный переходный период, характеризующийся неустойчивым равновесием. В это время самые малые изменения температуры и давления на поверхности приводят к изменениям направления и скорости движения воздуха под землей. В некоторых карстовых полостях вследствие действия воздушных или водных потоков возникает эффект разрежения (всасывания). При сильных ветрах в коррозионно-гравитационных полостях на южных обрывах зафиксированы аномальные по силе (а в теплый период — и по направлению) восходящие воздушные потоки. При интенсивном движении воздуха по главному ходу полости в него «подсасывается» воздух из боковых галерей, причем направление его движения остается постоянным на протяжении года. Движение воздуха под землей активизируют водопады, «засасывающие» его в нижележащие галереи и даже в сифоны (Trombe, 1952). В Красной пещере при подъеме уровня воды в шаводок возникают воздушные потоки со скоростью до 1 м/сек. Активное движение воздуха вызывает открытие карстовых сифонов. В переходные периоды в сложных лабиринтовых пещерах отмечается «пещерное дыхание» — движение воздуха, изменяющееся по силе и направлению с периодичностью от нескольких секунд до одного часа. Механизм пещерного дыхания изучен слабо. Причиной подобных колебаний могут быть изменения атмосферного давления (Wigley, 1967) или конденсационные процессы (Finnie, Curl, 1963). Период и амплитуда ритма определяются размерами галерей и степенью их связности.

В карстовых полостях, имеющих один вход, движение воздуха возникает в основном при изменениях атмосферного давления на поверхности и может быть в любой сезон как нисходящим, так и восходящим. Определенное влияние на характер движения воздуха оказывает его температурная и плотностная стратификация, возникающие вследствие инсоляционного прогрева полостей и их неравномерного увлажнения.

В восходящих одновходовых пещерах летом накапливается теплый воздух, сохраняющийся в их купольной части длительное время. В нисходящие одновходовые пещеры, колодцы и шахты зимой затекает холодный воздух, а их прогрев летом происходит очень медленно. Подобные «теплые» и «холодные» мешки подробно рассмотрены А. Крубером (1915) и Г. А. Максимовичем (1963).

Таблица 14

Микроклиматическая характеристика карстовых полостей Горного Крыма

Класс и тип карстовых полостей	Микроклиматические признаки полостей		Среднее		
	тип	подтип	J , число раз/сут.	t , °C	e , мм рт. ст.
Коррозионно-гравитационный трещинные колодец, шахта, пещера	Динамический	Теплый	40.0	9.6	6.4
Нивально-коррозионный колодец (шахта) с широким входом	Статический	Холодный	1.0	2.4	5.9
колодец (шахта) с узким входом	»	Теплый	3.3	11.2	8.0
Коррозионно-эрозионный пещера-понор шахта-понор с широким входом	»	Холодный	1.4	4.6	8.0
шахта-понор с узким входом	Динамический	»	14.0	4.4	6.0
вскрытая пещера	»	Теплый	26.0	8.0	7.6
пещера-источник	»	Холодный	7.3	5.3	6.0
	»	Теплый	16.0	10.4	7.2

При мечание. Средняя температура воздуха на поверхности равна 7.0° С, абсолютная влажность — 5.4 мм рт. ст.

В них длительное время сохраняется снег, а при весеннем снеготаянии образуются мощные скопления льда.

Скорость движения воздуха в карстовых полостях определялась анометром АСО-3 в естественных или в искусственно созданных сужениях, а также методом задымления. Замеренная в центре сужения скорость умножением на коэффициент 0.75 приводилась к средней скорости в данном сечении, а затем по специальной номограмме, основанной на уравнении переносимости воздушного потока, — к средней скорости для полости данного типа. Средняя приведенная скорость движения воздуха в карстовых полостях Горного Крыма составляет $3.0 \cdot 10^{-3} - 1.0 \times 10^{-1}$ м/сек. Для дальнейших расчетов удобнее пользоваться коэффициентом воздухообмена J (отношение общего объема воздуха, проходящего через полость в сутки, к ее объему), средние значения которого для различных классов и типов карстовых полостей приведены в табл. 14.

Температура и влажность воздуха

Микроклиматические характеристики различных карстовых полостей даже в теплый период колеблются в очень широких пределах — температура воздуха от 0.5—1.0 до 18—19° С, а абсолютная влажность — от 3 до 12 мм рт. ст. (рис. 17). Связь между высотой заложения данной полости и температурой воздуха в ней отсутствует, что не позволяет использовать для предварительных расчетов данные о величине аэтермической ступени на разных горных массивах. Поэтому была предпринята попытка выделить из общего поля точек совокупности, характеризующие микроклиматические условия полостей отдельных генетических классов и морфологических типов.

В любой карстовой полости, за исключением неглубоких нивально-коррозионных колодцев, можно выделить привходовую и глубинную зоны. В привходовой «уравнивающей» зоне наблюдаются значительные колебания температуры и влажности воздуха, зависящие от погодных условий на поверхности. В глубинной «нейтральной» зоне колебания температуры и влажности минимальны и лежат у порога чувствительности прибора. Абсолютные значения температуры и влажности в полостях одного морфологического типа близки, а наблюдающийся «разброс» точек может рассматриваться как случайный. Это дало основание подобрать эмпирические зависимости вида $y = ax^b + c$, отражающие связь между расстоянием от входа в полость (x — длина или глубина, м) и температурой или влажностью воздуха (y , °С или мм рт. ст.). Параметры этих уравнений определены методом средних (рис. 18). В интервале длины (глубины) 5—200 м коэффициент корреляции между ними составляет 0.91 ± 0.03 .

Характеристическим показателем микроклимата карстовых полостей конкретного типа является величина температуры или влажности воздуха в «нейтральной» зоне. Однако прежде чем использовать его в практических расчетах, следует убедиться, что в данном типе полости отсутствует месячный или сезонный ход микроклиматических элементов. Это можно сделать только при помощи самописцев-термографов и гигрометров, что существенно огрубляет результат (точность определения температуры и влажности воздуха по психрометру 0.1° С и 1%, по самописцам 1.0° С и 5%).¹ Такие наблюдения были проведены более чем в 70 полостях как в теплый, так и в холодный сезоны, хотя в отдельные месяцы в труднодоступных полостях по соображениям техники безопасности наблюдения прекращались.

¹ Высокочувствительные термографы в Кунгурской пещере показали существование значительного суточного хода температуры в ее дальней части, не фиксируемого обычными приборами (Солуха, 1971).

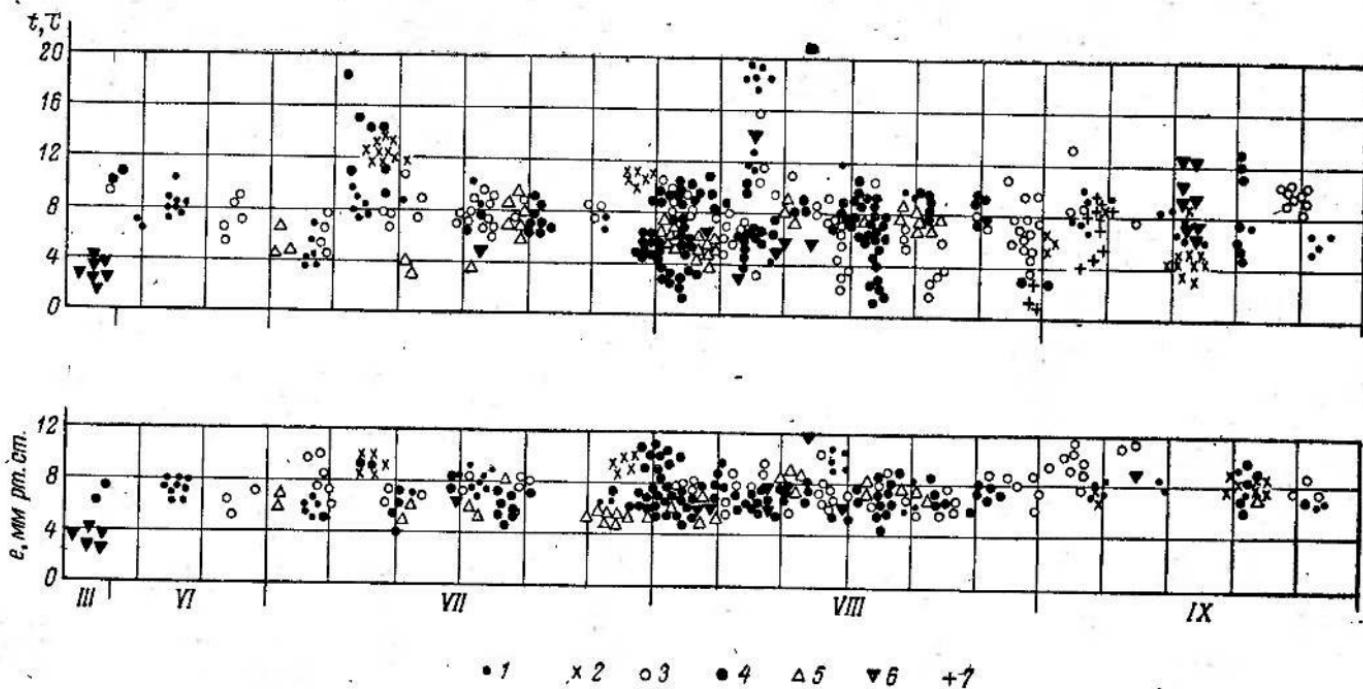


Рис. 17. Температура (t , $^{\circ}\text{C}$) и абсолютная влажность воздуха (e , мм рт. ст.) в карстовых полостях, расположенных на разной высоте над уровнем моря, м.

1 — 600—700, 2 — 700—800, 3 — 800—900, 4 — 900—1000, 5 — 1000—1100, 6 — 1100—1200, 7 — 1200—1300.

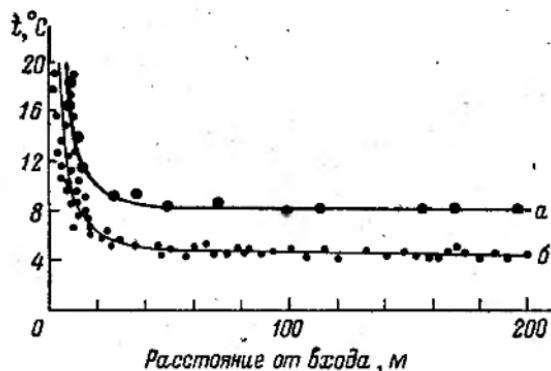


Рис. 18. Температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в пещерах-понорах.
Пещеры-поноры: *a* — с узким входом, *b* — с широким.

К о р о з и о нно - гравитационные полости. Месячный ход температуры и влажности воздуха в этих полостях повторяет ход этих метеоэлементов на поверхности (рис. 19, 1, 2). В колодцах и шахтах, расположенных в прибрюзинной части плато, температура обычно на 2–3° выше, чем средняя температура воздуха. Влажность в январе—мае и ноябре—декабре выше, а в июне—октябре ниже, чем на поверхности. Полости, расположенные в 100–200 м от бровки плато, часто имеют мощные скопления снега, и тогда их микроклимат близок к микроклимату нивально-коррозионных полостей. Во многих полостях отмечен четкий суточный ход температуры и влажности воздуха, со сдвигом на 1–3 часа повторяющий их ход на поверхности.

Н и в ально - коррозионные полости. Месячный ход температуры и влажности воздуха в этих полостях в сглаженном виде, иногда со сдвигом на 0.5–2.0 месяца, повторяет ход этих элементов на поверхности (рис. 19, 1, 3, 4). Для полостей, имеющих широкий вход (конусовидный, цилиндрический и щелевидный подтипы), характер месячного хода температур определяется наличием снега на дне. Если полость настолько глубока, что снег стаивает только в конце лета, то с января по июнь–июль температура на ее дне близка к 0°C . В июле начинается прогрев, но он редко превышает $2–4^{\circ}\text{C}$. В неглубоких полостях снег начинает стаивать в мае и к концу лета воздух в колодцах прогревается до $+6–7^{\circ}\text{C}$. Для полостей, имеющих узкие входы (сложный подтип), характерны значительно более высокие температуры и влажность воздуха. Это объясняется тем, что холодный воздух труднее проникает в такие колодцы и шахты, а снег зимой иногда перекрывает их входы, способствуя прогреву полостей за счет парникового эффекта. Суточный ход метеоэлементов отмечается только в полостях с широкими входами и лишь в холодный период.

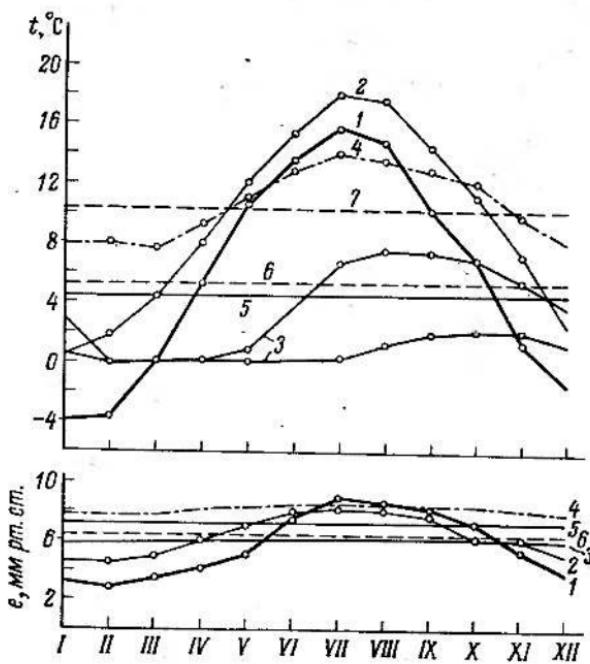


Рис. 19. Годовой ход температуры и абсолютной влажности воздуха в карстовых полостях разных классов и типов.

1 — поверхность; 2 — коррозионно-гравитационные полости; нивально-коррозионные полости: 3 — с широким входом, 4 — с узким входом; коррозионно-эрзационные полости: 5 — пещеры- и шахты-поноры, 6 — вскрытые пещеры, 7 — пещеры-источники.

Детальное изучение микроклимата полостей этого класса выявляет ряд более частных его особенностей. Например, конусо-видные и цилиндрические шахты на водоразделах имеют более высокую среднюю температуру (5.5°) и меньшую влажность (6.2 мм рт. ст.), чем такие же полости на днищах котловин (соответственно 4.5° и 6.5 мм рт. ст.). Температура воздуха в полостях, заложенных в лесу, почти на 1° ниже, а абсолютная влажность на 2 мм рт. ст. выше, чем на открытой местности. Это определяет длительность сохранения снега в карстовых колодцах, прохождение конденсационных процессов, а также детали их морфологии.

Коррозионно-эрзационные полости. В целом в полостях этого класса месячный ход температуры и влажности воздуха практически отсутствует (отмечены изменения порядка $0.1-0.2^{\circ}\text{C}$ и до 0.2 мм рт. ст., рис. 19, 5—7). В пещерах-понорах с широкими входами слабый месячный ход отмечается в холодный, а с узкими — в теплый период. Полости с узкими входами имеют более высокую (на $2-6^{\circ}$) температуру. Во вскрытых пещерах месячный и суточный ход температуры и влажности отмечен только во входных стволах. В горизонтальных галереях

наблюдаются практически постоянная температура и влажность, абсолютные значения которых в конкретной полости зависят от глубины заложения галерей (20—140 м) и диаметра входного колодца. Микроклиматический режим пещер-источников зависит от их современной обводненности и экспозиции входа. Ныне сухие пещеры со входом на склоне южной экспозиции имеют среднюю температуру воздуха 11° С, а влажность — 8 мм рт. ст. Такие же пещеры со входом на северном склоне имеют температуру 8.0° С и влажность — 5.2 мм рт. ст. Температура воздуха в пещерах-источниках с современными водотоками колеблется в сравнительно узких пределах — от 7.4 до 10.2° С, а влажность — от 8.1 до 9.2 мм рт. ст. Это связано с теплорегулирующим влиянием подземных водоемов и водотоков. Зимой они отдают тепло на прогревание воздуха, поступающего в пещеру. Их температура постепенно снижается, не достигая, однако, температуры воздуха. Летом они прогреваются медленно и их температура остается на 0.1—1.8° С ниже температуры воздуха (в среднем — +6.1° С). Проточные водоемы не успевают охладиться, и их средняя температура воздуха значительно более высокая (9.5° С), близкая к температуре стенок дальней части пещер.

Очень сложен микроклиматический режим многоэтажных пещерных лабиринтов. В Красной пещере зона активной воздушной циркуляции охватывает пять этажей, имеющих протяженность около 2 км и расположенных в 5—8 м один над другим. Месячный ход температуры и влажности воздуха прослеживается на расстоянии 100—200 м от того входа, через который в пещеру поступает воздух. В теплый период поступающий через верхний вход атмосферный воздух постепенно охлаждается от 18.2 до 9.2° С, а его влажность возрастает с 8.2 до 10.0 мм рт. ст. В холодный период засасываемый через нижний ход воздух с температурой в среднем 6.0° С постепенно прогревается до 12.0° С. Абсолютная влажность его одновременно возрастает с 6.0 до 9.8 мм рт. ст. Температура стенок пещеры на расстоянии 100—200 м от входа всегда ниже температуры воздуха (летом на 0.4—0.8° С, зимой — на 0.1—0.2° С). В глубине пещеры температура воздуха и степок в пределах точности измерений уравнивается.

Относительная влажность воздуха внейтральной зоне большинства карстовых полостей Крыма колеблется в широких пределах (от 96 до 100%). Лишь в теплых пещерах-мешках в летний период она может снижаться до 60—70% (Дублянский, 1967). Именно такие пещеры, а также отдельные хорошо прогреваемые галереи пещер-источников использовались человеком в позднеантичное время и в средние века для хранения различных продуктов (Домбровский, Щепинский, 1963).

Микроклиматическая классификация

Наиболее перспективной в теоретическом и практическом отношении представляется классификация карстовых полостей по наличию и интенсивности воздухообмена (Крубер, 1915; Куртле, 1923; Грессель, 1968, и др.). При величине коэффициента воздухообмена не более 5 полость предлагается относить к статическому типу, при величине коэффициента $J > 5$ — к динамическому. Для карстовых полостей, имеющих узкие ходы, периодически перекрываемые снегом, или карстовые сифоны, обычна ситуация, когда в один сезон (преимущественно зимой) они относятся к статическому, а в другой — к динамическому типам (Красная пещера). Такие полости, согласно рекомендации В. Гресселя, можно называть статодинамическими.

В соответствии со сложившейся в литературе практикой микроклиматические подтипы карстовых полостей целесообразно выделять по соотношению среднегодовой температуры воздуха на поверхности ($t_{\text{наз}}$) и под землей ($t_{\text{воды}}$). При $t_{\text{наз}} > t_{\text{воды}}$ полость относится к холодному, а при $t_{\text{наз}} < t_{\text{воды}}$ — к теплому подтипу (табл. 14). В карстовых полостях обоих подтипов среднегодовая абсолютная влажность воздуха ($e_{\text{воды}}$) больше, чем влажность воздуха на поверхности ($e_{\text{наз}}$). Однако в теплых полостях в теплый период $e_{\text{воды}} > e_{\text{наз}}$, а в холодных — $e_{\text{воды}} < e_{\text{наз}}$. Эти соотношения определяют ход конденсации и испарения влаги в различных пещерах и шахтах. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен в разделе «Гидрогеология».

Из табл. 14 следует, что полости коррозионно-гравитационного и коррозионно-эррозионного классов относятся в основном к динамическому типу, однако среди первых преобладает теплый, а среди вторых — холодный подтип. Полости нивально-коррозионного класса относятся к статическому типу, но в зависимости от размеров входа здесь могут встречаться холодные и теплые колодцы и шахты.

Состав воздуха карстовых полостей

К 1958 г. в литературе имелись не подтверждённые анализами указания о наличии скоплений углекислого газа в Туакской пещере на Карабийском и во вскрытой пещере Бездонная на Агармышском массивах (Крубер, 1915; Слудский, Спасокукоцкий, 1928).

В 1964—1974 гг. был проведен газовый анализ 77 проб воздуха из 37 карстовых полостей. В 150 полостях опробование газового состава воздуха проводилось на месте шахтным интерферометром ШИ-3. Вследствие хорошей аэрируемости карстовых полостей струи природного газа в них сильно разбавлены атмосферным:

Таблица 15

Газовый состав воздуха карстовых полостей Горного Крыма

Тип полости	Число проб	CH ₄		CO ₂		МА	АМ	АУ	АМУ	У	УМ
		пределы изменения	среднее	пределы изменения	среднее						
Шахты-поноры, колодцы, шахты	18	Нет — 0.86	0.18	0.50—4.00	2.00	—	6	52	12	30	—
Шахты-поноры, вскрытые пещеры	26	Нет — 6.71	0.43	0.30—7.50	1.30	4	8	45	16	23	4
Пещеры-источники	33	Следы — 0.62	0.10	0.20—2.80	1.57	—	—	72	12	13	3
Всего	77	Нет — 6.71	0.25	0.20—7.50	1.60	13	4.0	47.0	13.0	20.0	3.0

П р и м е ч а н и е. Содержание CH₄ и CO₂ в об. %. Состав газа в % к числу проб: МА — метаново-азотный, АМ — азотно-метановый, АУ — азотно-углекислый, АМУ — азотно-метаново-углекислый, У — углекислый, УМ — углекисло-метановый.

воздухом. Для определения исходного состава газопроявлений атмосферный воздух исключался из газовоздушной смеси путем вычислений.

Газопроявления в карстовых полостях довольно разнообразны (Дублянский, Шутов, 1966, табл. 15). Характерной их особенностью является наличие CH₄ (от следов до 6.71 об. %), а также присутствие в некоторых пробах этапа, пропана, изобутана и н-бутана в сумме до 1.08 %. В большинстве проб отмечено также значительное повышение содержания CO₂ (0.3—7.5 об. %), заметные изменения в содержании азота (76—82 об. %) и кислорода (14.8—21.0 об. %). Основная причина пестроты газопроявлений в карстовых полостях — подток сухих струй газа разного состава из зон разломных нарушений. Углеводородные флюиды, вероятно, поступают в них из нижнего структурного этажа Горного Крыма (Гордиевич и др., 1963).

Максимальное содержание CH₄ (об. %) в воздухе отмечено в карстовых полостях, заложенных вдоль крупных тектонических нарушений (Ход Конем — 0.41, Звеничный — 0.42, Кирилловская — 0.42, Бездонная — 0.43, Скельская — 0.55, Сюндюрлю — 0.74, Гвоздецкого — 0.85, Молодежная — 1.32, Кристальная — 6.71). В Красной пещере по мере приближения к одной из разломных зон содержание метана в воздухе возрастает от 0.20 до 1.62 %.

В полостях, удаленных от крупных тектонических нарушений, значительно большую роль в формировании газового состава воздуха играют экзогенные процессы. Обогащение воздуха CO₂ происходит за счет инфильтрационных вод, окисления сульфи-

дов железа и органических веществ, а в отдельных глубоких шахтах — вследствие термодиффузии и образования гидрогенного льда (режеляции).

По составу воздуха карстовые полости Горного Крыма можно разделить на три группы (табл. 15).

Для колодцев, шахт и пещер-поноров, расположенных в верхней части зоны аэрации, в 5—40 м от поверхности, характерны газопроявления азотно-углекислого состава, связанные в основном с процессами аэробного разложения органических веществ и отчасти с подтоком струй газов из зон тектонических нарушений.

Для шахт-поноров и вскрытых пещер, расположенных в средней части зоны аэрации, на глубине 40—260 м от поверхности, типичны газопроявления азотно-углекислого, азотно-углекислометанового, азотно-метанового, углекисло-метанового и даже метапово-азотного состава, связанные с подтоком струй сухих газов и привносом CO_2 инфильтрационными водами.

Для пещер-источников, расположенных в нижней части зоны аэрации, на глубине 150—400 м от поверхности, характерны газопроявления азотно-углекислого, азотно-метаново-углекислого и азотно-углекисло-метанового состава, связанные с подтоком струй сухих газов и отчасти с аэробным разложением биогенных органических веществ в ближней части полости и углекислых веществ, содержащихся в прослоях песчаников — в их дальней части.

В большинстве изученных карстовых полостей Крыма концентрация углекислого газа и метана не достигает значений, опасных для жизни, но часто превышает норму, допустимую для рудничного воздуха (1% CO_2 и CH_4). Наиболее опасен по газовому режиму теплый период, когда проветриваемость пещер и шахт обычно меньшая, чем в холодный период. Например, в шахте Бездонная на Агармыше 17 IX 1964 концентрация CO_2 составила 3.2—4.0 об. %, а 2 I 1965 — всего 0.5 об. %. Это следует учитывать при организации исследований карстовых полостей, в особенности при длительном пребывании под землей.

Парциальное давление углекислого газа в воздухе карстовых пещер и шахт Крыма на один-два порядка выше, чем в атмосферном. Это определяет термодинамические условия прохождения коррозионных процессов и карбонатного спелеолитогенеза.

Геотермические условия Горно-Крымской карстовой области

Геотермические условия Горного Крыма сложны и недостаточно изучены. В. Г. Ткачук указывала, что «слой постоянных температур залегает в Равнинном Крыму на глубине примерно 20 м; в Горном Крыму глубина его будет зна-

чительно большей, но для ее определения нет достаточных фактических данных» (Гордиевич и др., 1963, с. 127).

Данные, приведенные в предыдущих разделах, позволяют уточнить эти представления. Главная горная гряда хорошо аэрируется по многочисленным карстовым полостям и закарстованным трещинам, а также промывается быстро обновляющимися карстовыми водами. Из теории теплового баланса искусственных выработок следует, что по мере проветривания их воздухом, температура которого ниже, чем температура окружающих пород, в горном массиве образуется охлажденная зона, размеры которой зависят от срока существования выработки, перепада температур, теплофизических свойств массива, условий влагонасыщения воздуха и величины геотермической ступени. Эти положения рудничной геологии применимы и к естественным карстовым полостям с той лишь поправкой, что время их существования по сравнению с искусственными выработками представляет бесконечно большую величину.

Математическая теория расчета теплового баланса искусственных горных выработок очень сложна и неприменима к условиям естественных полостей ввиду их сложной конфигурации и отсутствия режимных микроклиматических наблюдений. Однако можно попытаться рассчитать уравнение теплового обмена для наиболее хорошо изученного Краснопещерного гидрогеологического подрайона по упрощенной схеме, предложенной В. С. Лукиним (1965).

Уравнение теплового обмена Краснопещерного блока можно записать в следующем виде:

$$Q_s = Q_a + Q_e + Q_h + Q_b + Q_g,$$

здесь Q_s — суммарное количество тепла; Q_a — количество тепла, идущее на нагревание (охлаждение) атмосферного воздуха, поступающего в пещеру; Q_e — охлаждение (нагревание) вследствие испарения (конденсации) влаги; Q_h — охлаждение (нагревание), вызываемое уменьшением (увеличением) плотности находящихся (восходящих) потоков воздуха; Q_b — охлаждение (нагревание) инфильтрационными и инфлюационными водами; Q_g — плотность теплового потока из недр Земли (в среднем $0.7 \cdot 10^{-5}$ кал./см²·сек. (Фролов, 1968).

Q_a , Q_h , Q_b определяются по формуле:

$$Q = V J \gamma C_p (t_2 - t_1),$$

где V — объем трещинно-карстовых пустот расчетного блока, м³; J — коэффициент воздухообмена, число раз/сут.; γ — объемный вес воздуха, 1.29 кг/м³; C_p — удельная теплоемкость воздуха или воды, 0.24 или 1.10 ккал./кг·град.; t_1 и t_2 — температура воздуха, входящего и выходящего из пещеры.

Q_e определяется по формуле:

$$Q_e = V J \frac{(e_2 - e_1)}{1000} q,$$

Таблица 16

Структура теплообмена Красногорского блока

Элементы теплового баланса	Приток тепла в летний период (+)		Отток тепла в зимний период (-)	
	млн ккал./сут.	%	млн ккал./сут.	%
Q_a	2140.0	63.8	1305.0	39.0
Q_s	876.0	26.0	1716.8	51.1
Q_h	258.0	7.7	356.0	10.6
Q_b	19.9	0.6	51.8	1.5
Q_g	62.9	1.9	+62.9	+1.9
Q_s	3356.8	100.0	3366.7	100.3

где V — объем трещинно-карстовых пустот расчетного блока, м^3 ; e_1 и e_2 — влажность воздуха, входящего и выходящего из пещеры, мм рт. ст. ; q — скрытая теплота испарения (конденсации), 597 ккал./град.

Данные, необходимые для расчета уравнения теплового обмена Красногорского блока в холодный (XI—IV) и в теплый (V—X) периоды, получены на основании детальных многолетних микроклиматических исследований района Красной пещеры. В холодный период наблюдается восходящая воздушная циркуляция с перепадом высот между поверхностью и входом в нижнюю пещеру 225 м ; $t_1 = 6.8^\circ \text{C}$; $t_2 = 11.2^\circ \text{C}$; $e_2 - e_1 = 3.0 \text{ мм рт. ст.}$; $V = 45\,000\,000 \text{ м}^3$; $J = 15.5$; средний расход р. Красногорской $0.100 \text{ м}^3/\text{сек.}$ В теплый период наблюдается нисходящая воздушная циркуляция, $t_1 = 18.4^\circ \text{C}$; $t_2 = 8.8^\circ \text{C}$; $e_2 - e_1 = 2.1 \text{ мм рт. ст.}$; $J = 10.3$; температура инфильтрационной воды 12.3°C , температура воды в р. Красногорской — 10°C . Остальные параметры имеют те же значения, что и в холодный период. Результаты расчета сведены в табл. 16.

В холодный период за счет поступления холодного воздуха и испарения влаги происходит усиленное охлаждение трещинно-карстовых полостей в нижней части зоны аэрации. Охлаждению верхней части зоны аэрации способствует также поступление холодных инфлюационных и инфильтрационных вод. В результате охлаждения нижних этажей Красной пещеры в ее приводовой части возникает зона отрицательных температур и наблюдается образование эфемерных скоплений пещерного льда.

В теплый период начинается медленный прогрев системы трещинно-карстовых полостей, охватывающий сперва верхнюю часть зоны аэрации. Однако интенсивность воздухообмена в теплый период в полтора раза меньше, чем в холодный, поэтому летний прогрев в малой степени охватывает нижнюю, охлажденную

часть зоны аэрации. Температура стенок карстовых полостей здесь всегда на 1.0—1.5° С ниже температуры воздуха. Невязка теплового баланса Красногородского блока составляет всего 0.3%, что, учитывая приближенность расчетов, вполне допустимо.

Среднегодовая температура воздуха и температура грунта на глубине нейтрального слоя в Горном Крыму составляет в среднем 7.0° С (табл. 14). При средней величине геотермического градиента 2.5°/100 м (Гордиевич и др., 1963) температура воды, воздуха и стенок в глубоких карстовых шахтах должна составлять 14.5—19.5° С. На самом деле она обычно не превышает 7—8° С (шахты Каскадная, 246 м; Молодежная, 261 м; Солдатская, 500 м).

Таким образом, естественное геотермическое поле Горного Крыма нарушено влиянием ряда локальных факторов, из которых основными являются сильная закарстованность и интенсивный водообмен. Крупные карстовые полости окружены охлажденными зонами различной ширины, которые и вызывают отрицательные термические аномалии на фоне регионального термического поля. Это подтвердилось и при проходке Ялтинского гидротоннеля (Комплексные изыскания . . . , 1971). Близ крупных тектонических нарушений отмечаются температурные минимумы, с удалением от сместителей температура повышается. Гидротермический градиент для водопроявлений, вскрытых тощелем, составляет всего 0.78° С/100 м.

Низкая температура воздуха карстовых полостей и воды подземных потоков является одним из факторов, способствующих их активному коррозионному моделированию на значительной глубине от поверхности.

ОТЛОЖЕНИЯ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

В карстовых полостях Горного Крыма встречаются почти все генетические типы отложений, выделенные Д. С. Соколовым и Г. А. Максимовичем (Максимович, 1963).

Тип пещерных отложений по Соколову — Максимовичу Класс полостей

Остаточные

пещерная глина

КЭ, НК

Обвальные

глыбы и другие продукты обрушения сводов

КЭ, КГ

Водные механические

а) пещерных рек

КЭ

б) пещерных озер

КЭ

в) занесенные сверху

КЭ

Водные хемогенные

а) субтерральные (натечные)

КЭ, НК, КГ

б) субаквальные (кальцитовые)

КЭ

в) кристаллы автохтонных минералов

КЭ, НК

г) коррелятные поверхностные

Пещерный снег и лед

НК, КЭ, КГ

Органогенные

гуано, скопления костей, селитра

КЭ, НК

Гидротермальные

Здесь КГ — карбонатно-гравитационный, НК — нивально-

коррозионный, КЭ — карбонатно-эрзационный классы полостей

До последнего времени они были почти не изучены, и в литературе имелись лишь краткие описания различных натечных и ледяных пещерных образований (Клепинин, 1912; Двойченко, 1914; Крубер, 1915; Васильевский, Желтов, 1932; Попов, 1938). В 1958—1975 гг. сотрудниками ИМР и других организаций выполнен большой объем исследований (Дахнов и др., 1963, 1975; Дублянский, 1971; Дублянский, Молодых, 1972; Дублянский, Полканов, 1974, и др.), по материалам которых составлен этот раздел.

Остаточные отложения

Остаточные отложения формируются за счет накопления и переотложения нерастворимого остатка вмещающих пород. Наибольшее количество нерастворимых примесей содержат листоватые (до 16%), наименьшее — неслоистые (2%)

известняки (Задорожная, 1971). В карстовых полостях выделить «чистый» генетический тип остаточных отложений очень трудно. Вероятно, к ним следует отнести глины, тонким слоем покрывающие внутреннюю поверхность куполов и закарстованных трещин в Красной, Скельской, Аянской и других пещерах-источниках. Они представляют собой высокопластичную буро-красную массу, на поверхности которой под воздействием периодического увлажнения конденсационными и инфильтрационными водами образуются микроформы оползания. Значительно чаще остаточные глинистые отложения смешиваются с водными механическими.

Обвальные отложения

Обвальные отложения широко распространены в карстовых полостях, но до сих пор остаются наименее изученными (Trombe, 1952; British Caving, 1953; Максимович, 1963; Gése, 1965; Trimmel, 1968; Чикишев, 1973а).

Автором выделено несколько генетических подтипов обвальных отложений (Дублянский, 1971).

а) Термо-гравитационные отложения. Формируются в приводовой части карстовых полостей, в зоне резких суточных колебаний температуры воздуха за счет физического выветривания. Представлены они щебенкой и дресвой известняка, образуют четкие сезонные прослои в рыхлых накоплениях и в отложениях снега. Положение термо-гравитационных отложений в разрезе заполнителя и характер поверхности дресвы позволяют реставрировать интенсивность морозного выветривания в различные периоды существования полости. Наиболее мощные накопления дресвы и щебенки отмечены в полостях, заложенных в среднеплитовых и тонкоплитчатых известняках.

б) Обвально-гравитационные отложения. Формируются на всем протяжении карстовых пещер и не образуют преимущественных скоплений у их стенок, как предполагал Г. Ф. Лунгергаузен (1966). В полостях, заложенных в неслоистых и толстослоистых известняках, формируются глыбовые, а в среднеплитовых и тонкоплитчатых известняках — глыбово-щебнистые и щебнистые накопления. Размеры обломочного материала зависят также от степени трещиноватости пород и высоты залов. В залах высотой 10—50 м с отвесными стенами изучение вещественного состава обвально-гравитационных отложений часто является единственным источником информации о геологическом разрезе вмещающих полости пород.

в) Провално-гравитационные отложения. Образуются исключительно при провалах сводов полостей. Для них характерны узкая локализованность, плохая сортировка обломочного материала, состоящего из крупных глыб, дресвы известняка и мелкозема. Конусы провально-гравитационных отложений имеют высоту 10—15 м при объеме до 200—300 м³. Часть

этих отложений сформирована давно, глыбовый навал уплотнен и покрыт мощной корой карбонатных натеков. Палеозоологические находки (Бачинский, Дублянский, 1968) позволяют датировать их поздним плиоценом—средним-поздним голоценом. Встречаются провально-гравитационные отложения, сформированные в историческое время или даже в последние годы. Входное отверстие вскрытой пещеры Провальная на Ай-Петринском массиве сформировалось в 1956 г. при обрушении днища карстовой воронки над 30-метровым куполом древней горизонтальной полости.

г) Сейсмо-гравитационные отложения. Выделены в 29 полостях и представлены огромными глыбами и блоками известняков весом до 100—200 тыс. т. Мощность отложений достигает 80—100 м. Формируются они либо вследствие провала межэтажных перекрытий (Красная пещера), либо вследствие смещения глыб в зонах тектонических нарушений (Скельская пещера, шахта-лондон Крымская). Во многих пещерах обнаружены разорванные и смещенные сталагмиты, а также поваленные колонны длиной 8—10 м, диаметром 4—6 м и весом до 150 т. Часто они покрыты натеками второй генерации, располагающиеся под углом к натекам первой генерации. Такие колонны могли быть выведены из вертикального положения только тангенциальными силами, действующими извне карстового массива. Анализ морфологии карстовых полостей, особенностей залегания отложений этого подтипа и литературы по сейсмологии Крыма показывает, что их формирование связано с палеосейсмической деятельностью. Сейсмические толчки ранее, очевидно, были сильнее, чем 7—8-балльные землетрясения XX в., так как после 8-балльного землетрясения 1927 г. П. М. Васильевский и П. И. Желтов (1932) не встретили свежих обвалов в пещерах Чатырдага.

Распределение карстовых полостей с сейсмо-гравитационными отложениями на различных горных массивах Крыма (на западных и центральных по 3%, на восточных — 7% от их общего числа), а также расположение вероятных эпицентральных областей землетрясений (на основании анализа направлений поваленных колонн) позволяет расширить зону средней сейсмичности (7 баллов) на восточных яйлах минимум на 8—10 км к северу, а зону сильных (8 баллов) землетрясений — до меридиана пос. Морское (Дублянский, Молодых, 1972).

При наличии выше или ниже глыбово-обвальных накоплений культурного слоя иногда удается определить их возраст. Наиболее древние датируемые археологическими методами глыбовые навалы относятся к I тыс. до н. э. Находят археологическое подтверждение также землетрясения 1292 и 1341 гг., конца XIV — начала XV вв. (пещеры Малой Академии, Басман-В, Ени-Сала-II, Гаспринский Испар). Таким образом, обвальные отложения, до сих пор рассматривавшиеся с точки зрения информации как «стерильные», могут представлять значительный интерес для палеогеографического анализа.

Водные механические отложения

Водные механические отложения карстовых полостей Крыма состоят из аллювия пещерных рек, осадков внерусловых озер и глинистых отложений, привнесенных через трещины, колодцы и шахты. Л. П. Задорожная (1971), Ю. А. Полканов и Н. В. Павлова подвергли гранулометрическому анализу свыше 60 проб из 50 карстовых полостей, а минералогическому анализу — 71 пробу из 14 полостей.

Заполнитель пещер-поноров, шахт-поноров и вскрытых пещер, покинутых постоянными водными потоками, на 95—99% состоит из алевритовых частиц (рис. 20, A). Лишь для отдельных полостей, формирование заполнителя которых происходило за счет размыва прослоев песчанников и гравелитов, характерно увеличение количества частиц песчаной (40—80%) или даже песчано-гравийной (до 40—50%) фракций.

Более пестрый гранулометрический состав заполнителя отнесен для пещер-источников. Для них характерно незначительное содержание алевритовых частиц (до 10%), которые, очевидно, выносятся на поверхность, почти не отлагаясь в подземных руслах. Наибольшей тонкозернистостью отличаются отложения озероподобных понижений вне основного русла потока, подтапливаемых лишь в паводок. Они на 80—90% состоят из песчаных частиц размером 1.0—0.1 мм и хорошо отсортированы (коэффициент сортировки 1.40—1.52).

Несколько более грубый состав имеют отложения современных и древних сифонных выбросов. Для них характерен песчано-гравийный среднеотсортированный материал (коэффициент сортировки 1.52—2.00). Наиболее грубым составом (60—80% гравия, 40—20% песка) обладают современные и древние русловые отложения подземных потоков. Для различных участков основного русла, находящихся в сходных гидродинамических условиях, характерно почти полное тождество гранулометрического состава при резком (80—90%) преобладании фракции 10—1 мм и средняя отсортированность (коэффициент сортировки 1.70—1.77).

Заполнитель глинистого состава широко распространен во всех карстовых полостях Крыма. Он формируется в озероподобных или периодически проточных углублениях, обычно обладает сезонной слоистостью и нередко бывает частично размыт на более поздних этапах формирования пещер. В руслах современных подземных потоков глинистые отложения образуются только под воздушными куполами карстовых сифонов, где происходит частичная потеря напора (Аронов, Сотников, 1965). Состав глинистого заполнителя обследованных карстовых полостей Крыма довольно однороден (рис. 20, Б). Для него характерно незначительное содержание фракции < 0.001 мм (15—20%), обычной для нерастворимого остатка вмещающих известняков. Это свидетельствует о том, что в процессе размыва и растворения извест-

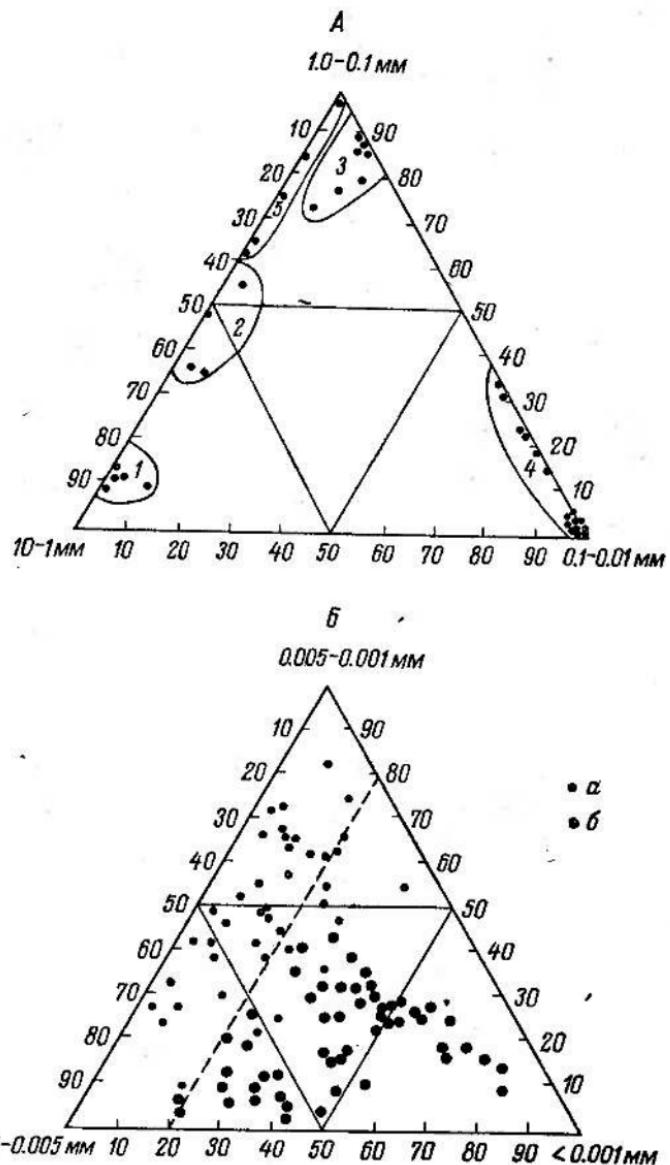


Рис. 20. Диаграммы гранулометрического состава заполнителя карстовых полостей.

А — заполнитель гравийно-песчаного состава ($1.0-0.1$ мм), пещеры-источники: 1 — отложения русловых потоков, 2 — отложения сифонных выбросов, 3 — отложения вне-русловых озер; пещеры- и шахты-поноры, вскрытые пещеры; 4 — отложения периодических потоков, 5 — алюхтонные отложения. **Б** — заполнитель глинистого состава ($0.01-0.001$ мм); а — заполнитель карстовых полостей, б — нерастворимый остаток вмещающих пород.

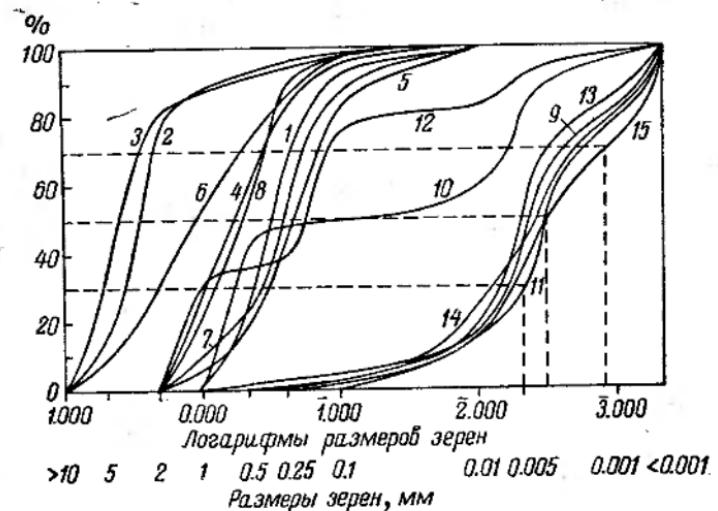


Рис. 21. Характерные кумулятивные кривые гранулометрического состава заполнителя карстовых полостей.

Пещеры-источники: 1—3 — отложения русловых потоков; 4—6, 8 — отложения сифонных выбросов; 7 — отложения внеrusловых озер; пещеры-попоры, шахты-попоры: 9, 10 — отложения периодических водотоков; вскрытые пещеры: 11—15 — отложения периодических водотоков.

няков происходит прогрессивный вынос паводковыми водами наиболее мелких глинистых частиц и относительное обогащение заполнителя частицами классов 0.005—0.001 и 0.01—0.05 мм (соответственно до 30—90 и 20—70%).

Кумулятивные кривые гранулометрического состава песчано-глинистого заполнителя карстовых полостей Крыма подразделяются на два типа. Для заполнителя слабопроточных полостей, в которых происходило спокойное осаждение глины, характерны плавные кривые с резким подъемом в средней части (рис. 21, 9, 11, 13—15). Заполнитель этих полостей хорошо и средне отсортирован (коэффициенты сортировки 1.45—1.52 и 1.67—2.12) и на 75% представлен частицами < 0.005 мм. Заполнитель полостей, в которых постоянно или периодически наблюдаются значительные водные потоки, характеризуется более сложными кумулятивными кривыми с горизонтальной площадкой в средней части (рис. 21, 10, 12). Формирование заполнителя этих полостей происходит как в паводок (отложение гравийно-алевритовых частиц), так и в межень (отложение глинистых частиц). Коэффициент сортировки заполнителя обычно более 2.12 и может достигать 5—10.

Минеральный состав заполнителя близок к минеральному составу нерастворимого остатка вмещающих известняков. Легкая фракция представлена в основном кварцем, кварцево-слюдистыми агрегатами, гидроокислами железа, обуглившимися растительными остатками, обломками раковин и мелких костей грызунов. В тяжелой фракции вмещающих известняков

встречаются киноварь, пирит, марказит, флюорит, лейкоксен, ильменит, шпинель, рутил, брукит, анатаз, хромит, магнетит, гидроокислы железа, циркон, дистен, силлиманит, турмалин, пироксен, слюда, хлорит, роговая обманка, гранат, ставролит, муассанит (Задорожная, 1971). В заполнителе, кроме того, обнаружены: галенит, сфалерит, кассiterит, малахит, глауконит, барит, апатит, карбонат-апатит (подолит), золото и свинец. Общее число минералов, описанных из 76 образцов заполнителя карстовых полостей, достигает 34. Причины большего разнообразия минералов тяжелой фракции заполнителя различны. Выход тяжелой фракции для известняков не превышает 1%, а для заполнителя карстовых полостей составляет в среднем 3.7%, достигая в отдельных пробах 15—18% ее исходного веса. Заполнитель представляет собой естественный шлак. Поэтому появление в его составе минералов, пока не обнаруженных в известняках, вероятно, можно объяснить неполнотой наших знаний об акцессорной минерализации вмещающих пород. Некоторые минералы (галенит, сфалерит, кассiterит) могут привноситься в заполнитель карстовых полостей при размыве метаморфизованных глинистых сланцев. Карбонат-апатит (подолит) связан с органическими остатками (костями животных). Соотношение минералов, встречающихся во вмещающих породах и заполнителе, сходно. Больше всего гидроокислов железа (> 70%). Затем в порядке убывания следуют циркон, хлорит и магнетит (5.0—0.1%), рутил, анатаз, слюда, гранат (0.1—0.01%), киноварь, пирит, лейкоксен, ильменит, брукит, силлиманит, турмалин (0.01% — единичные зерна), марказит, флюорит, шпинель, хромит, дистен, пироксен, роговая обманка, ставролит, муассанит (единичные зерна).

Значительный интерес представляет сопоставление результатов минералогического анализа заполнителя, отобранного из разных точек одной и той же полости. Анализ кривых распределения циркона и рутила в разрезе 20-метровой толщи песчано-глинистого заполнителя Мисхорской пещеры приводит к выводу о резких изменениях палеогидрогеологических условий формирования горизонтов, расположенных в 3, 7—8 и 17—18 м от дна полости (рис. 22). Этот вывод подтверждается появлением в составе заполнителя единичных зерен или увеличением содержания до 0.01—0.02% от выхода тяжелой фракции дистена, анатаза, силлиманита, лейкоксена, сфалерита и галенита, отсутствующих в других слоях. Минералогические аномалии следует связывать с изменениями контуров поверхностныхпитающихводосборов — с периодическим «подключением» в наиболее многоводные годы водосборов урочища Бештекие, сложенных осадочными и пирокластическими породами верхнего байоса (Головцын и др., 1966).

Значительно более изменчив минеральный состав тяжелой фракции заполнителя обводненных карстовых полостей. Вниз по течению подземной реки Краснолещерной непрерывно меняется как выход тяжелой фракции (от 0.01—0.1 до 5%), так и видо-

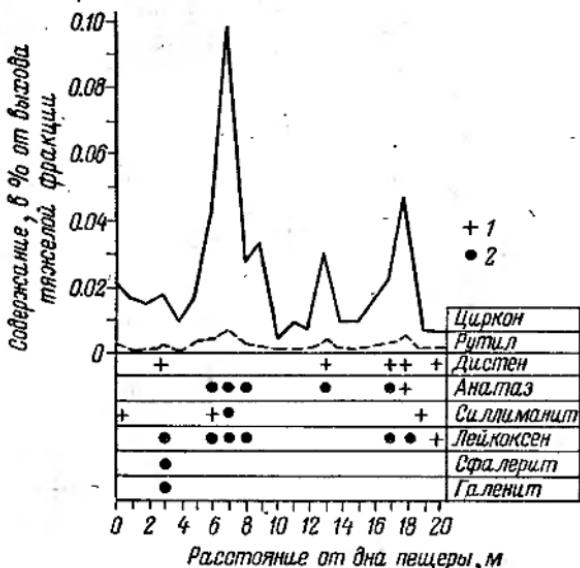


Рис. 22. Распределение отдельных минералов тяжелой фракции в разрезе заполнителя Мисхорской пещеры.

1 — единичные зерна; 2 — 0.01—0.02% от выхода тяжелой фракции.

вой и количественный состав минералов. Количественные изменения связаны с поступлением песчано-глинистого материала из боковых притоков и с естественной сепарацией на каскадах основного русла. Во всех древних и современных сифонных выбросах отмечено увеличение содержания минералов с плотностью 3.5—5.2 (циркон, гранат, рутил, лейкоксен). Пелитовую часть нерастворимых примесей заполнителя карстовых полостей составляют в основном гидрослюды типа иллита с примесью кварца, сульфидов, гидроокислов железа и органического вещества. Гидрослюда частично монтмориллонитизирована. Спектральный анализ показал присутствие в глинистом заполнителе целого ряда элементов в количествах, больших или меньших кларкового (рис. 28).

Мощность заполнителя и рельеф известнякового ложа под ним в пещерах Горного Крыма до последнего времени специально не изучались. Данные шурfovок в пещерах Красная, Ени-Сала-I и II, во вскрытой пещере Бездонная свидетельствуют, что в ряде случаев мощность глинистых и щебнисто-суглинистых отложений может превышать 1—2 м. В Мисхорской пещере обнаружены останцы размытого песчано-глинистого заполнителя мощностью свыше 20 м.

В 1969 г. в пещере Эгиз-Тинах-I были произведены подземные сейсмические исследования. Оказалось, что дно карстовой полости под горизонтально залегающим глинистым заполнителем мощностью от 0.5 до 5.0 м имеет неровный рельеф. В центре зала располагается подземная воронка с покатым южным и крутым

западным, северным и восточным бортами. В восточном борту находились поглощавшие воду поноры, позднее заселенные. Затем в центре зала образовалось озеро, где и отложился глинистый заполнитель, слои которого чередуются с карбонатными корками.

Изучение водных механических отложений позволяет уточнить современные и реконструировать древние области питания гидрологических систем, выделить этапы их развития, характеризовать условия прохождения эрозионных процессов под землей, оценить изменения в гидродинамическом режиме карстовых полостей, определить современные и древние скорости подземных потоков. Наличие водных механических отложений является дополнительным критерием для отнесения карстовых полостей к тому или иному генетическому классу.

Водные хемогенные отложения

Водные хемогенные отложения карстовых полостей представлены разнообразными, преимущественно карбонатными образованиями, формирующими как в воздушной, так и в водной среде. В специальной литературе известно много классификационных схем хемогенных отложений (Trombe, 1952; Чухров, 1955; Григорьев, 1965; Лебедев, 1975; Trimmel, 1968; Степанов, 1971, и др.). На маршрутном этапе изучения заполнителя карстовых полостей нами использовалась классификация Д. С. Соколова и Г. А. Максимовича (Максимович, 1963). Вод-

Таблица 17

Распространенность водных хемогенных отложений в различных карстовых полостях Горного Крыма

Класс полости	Отложения																
	субтерральные									субаквальные				кристаллы автохтонных минералов			коррелиятные поверхностные
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Корроаационно-гравитационный	×	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Нивально-коррозионный	+	—	—	+	—	×	—	×	×	—	×	—	—	—	×	—	—
Корроаационно-эрозионный	++	+	+	++	+	++	+	+	+	+	++	+	+	×	×	×	+

П р и м е ч а н и е. Типы и виды отложений. Субтерральные: 1 — сталактиты; 2 — бахрома, залавеси; 3 — геллититы; 4 — сталагмиты; 5 — сталагматы, колонны; 6 — покровы, каскады, коры; 7 — щиты; 8 — кораллиты; 9 — известковое молоко. Субаквальные: 10 — пленки; 11 — обрамления, забереги; 12 — гуры; 13 — солиты, пизолиты. Кристаллы автохтонных минералов: 14 — исландский шпат; 15 — кальцитовые кристаллы, щетки; 16 — гипсовые кристаллы. Коррелиятные поверхности отложения: 17 — известковые туфы. Количество отложений: «—» — нет, «×» — мало (до 10 полостей), «+» — много (11–100 полостей), «++» — очень много (>100 полостей).

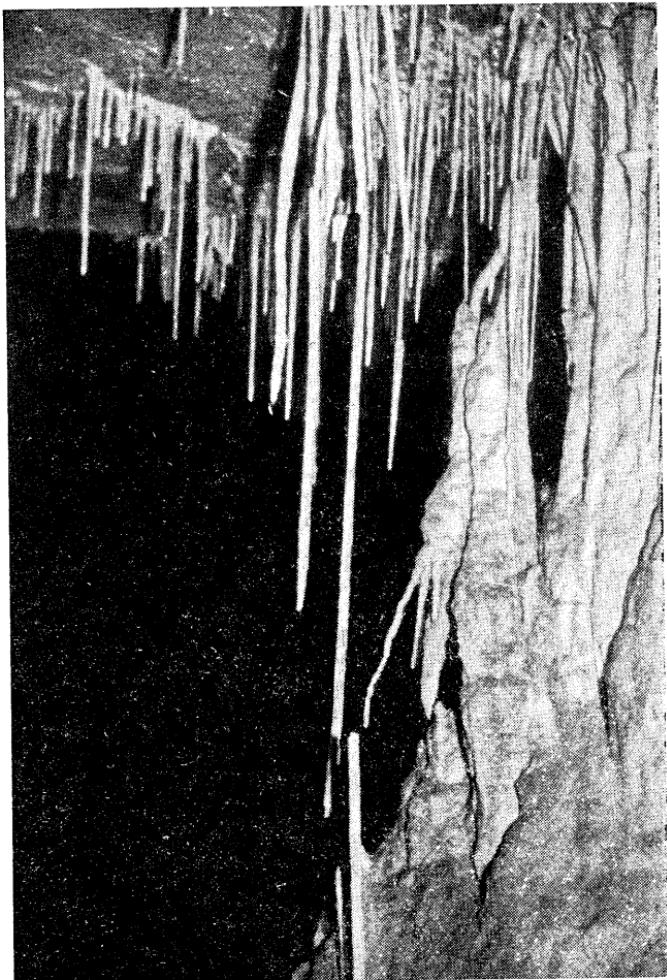


Рис. 23. Сталактиты и геликтиты в Красной пещере.

ные хемогенные отложения подразделяются ими на субтерральные (натечные), субаквальные (кальцитовые), кристаллы автохтонных минералов и коррелятные поверхностные отложения (известковые туфы). Их распространение в различных карстовых полостях охарактеризовано на с. 100 и в табл. 17.

С у б т е р р а л ь н ы е о т л о ж е н и я

Сталактиты широко распространены в карстовых полостях Крыма. Здесь имеются все их разновидности от тонких трубочек диаметром 4—5 мм и длиной до 1.0 м до раз-

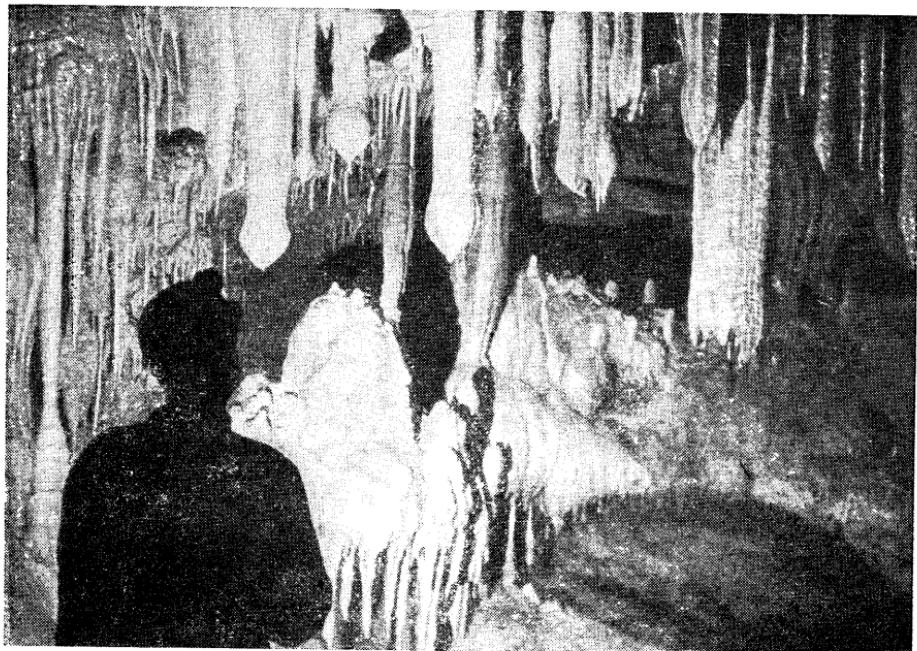


Рис. 24. Натечные драпировки в Красной пещере.

личных конусовидных форм диаметром до 60—70 см и длиной 6—8 м (рис. 23). В поперечном сечении они имеют концентрическое строение, которое подчеркивают структура и цвет отдельных агрегатов. Отмечаются случаи перекристаллизации сталактитов с утратой ими концентрического строения. Послойное электронно-микроскопическое изучение сталактита из пещеры Сказка (Караби) показало, что верхний его слой сложен почти неизмененными кристаллами кальцита размерами 2—40 мк. В более древних слоях наблюдается постепенная потеря характерных для кальцита очертаний, между кристаллами и внутри них появляются многочисленные поры разных размеров (от 100 до 0.1 мк). Наиболее древние слои отличаются большой плотностью и развитием коррозии (Дахнов и др., 1975). При закупорке центрального канала возникают всевозможные асимметричные формы.

Бахрома и занавеси образуются при просачивании воды из длинной трещины или при стекании вдоль уступа. Известны в десятках вскрытых пещер и пещер-источников (рис. 24).

Геликтиты — сложные, эксцентричные формы, имеющие тонкий питающий капилляр. В Красной пещере, вскрытых пещерах Мира и Крубера, пещере-поноре Басман-III зафиксированы разные варианты размещения геликтитов на стенках, сводах и водных

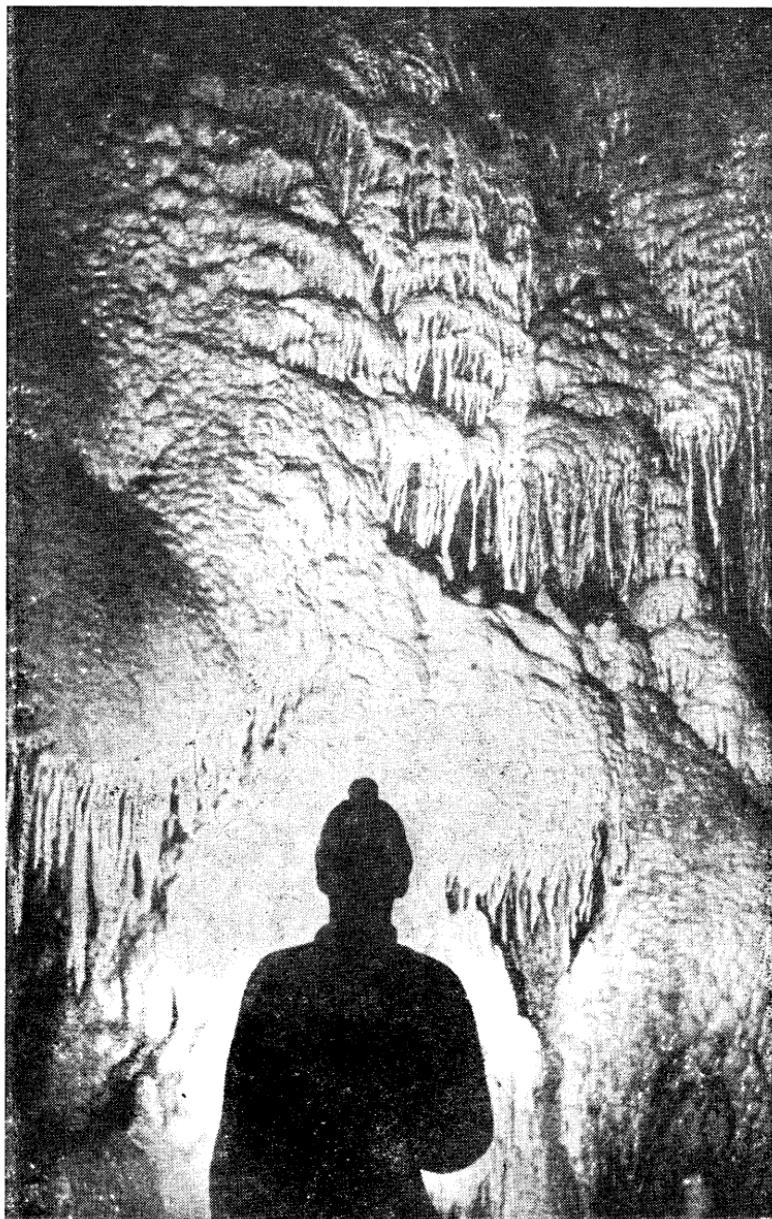


Рис. 25. Каскадные натеки в Красной пещере.

хемогенных образованиях. Они формируются в условиях почти полной неподвижности воздуха и в проветриваемых полостях, при 100%-й влажности и градиентах, достигающих 2—3° С и 20—25%. Кроме более или менее крупных форм, размерами 2—10, реже 10—30 см, известны и карбонатные микроформы — кальцитовые волокна. Свод одного из куполов вскрытой пещеры Бездонная на глубине 100 м от поверхности покрыт пористой спутанноволокнистой массой из тончайших (сотые и тысячные доли мм) переплетающихся волокон, а также из копьевидных игольчатых и узких пластинчатых кристаллов кальцита молочно-белого цвета.

Сталагмиты широко распространены и представлены описанными в литературе морфологическими разностями (сталагмиты-палки, цилиндрические, пальмовые, конические, сложные сталагмиты). Размеры их колеблются от 0.1 до 8—12 м в высоту (пещера-источник Скельская, вскрытые пещеры Монастырь-Чокрак и пр.).

Сталагниты и колонны характерны в основном для нижних звеньев гидрогеологических систем. Образуются при срастании сталактитов и сталагмитов, достигают 12—18 м в высоту (Красная, Кастер) при диаметре до 5—6 м и весе 130—1100 т. Иногда колонны перегораживают галереи пещер, расчленяя их на залы.

Натечная кора и покровы образуются при поступлении раствора из горизонтальной трещины или ниши в стене, а также при стекании его по поверхности сталагмитов. Для них характерна слоистость, кородированность и ожелезненность отдельных прослоев. Коры часто ложатся на водные механические отложения, которые в дальнейшем могут быть размыты. Так возникают «висячие коры» (пещера Джур-Джур). В крупных пещерах часты каскадные натеки, достигающие высоты 20—30 м и ширины 10—30 м (рис. 25).

Кальцитовые щиты и барабаны сравнительно редки (пещеры Красная, Кастер и др.). Их происхождение дискуссионно. Щиты образуются либо при размытии отделяющего их от стены прослоя глины (Максимович, 1963), либо вследствие поступления раствора из питающего капиллярного канала (Степанов, 1971).

Кораллиты образуются при кристаллизации из капиллярных водных плёнок различного происхождения. Встречаются на вертикальных, наклонных и горизонтальных поверхностях коренных стен и натечных образований.

Лунное (каменное) молоко, известковое тесто. Это творожистые отложения, покрывающие стены, своды и отдельные натеки. По данным электронно-микроскопического исследования, его поверхственный слой состоит из амфорных кальцитовых зерен, пронизанных паутиной тонких (0.1—0.05 мк) кальцинированных нитей, возможно органического происхождения. Внутренние, более плотные слои имеют аморфную структуру (Дахнов и др., 1975). При высыхании тонкозернистые конкреции лунного молока распадаются в порошок, подобно муке покрывающей стены коррозионно-гравитационных полостей (Иограф-II).

Субаквальные отложения

Кальцитовые пленки в виде отдельных плавающих кристаллов или сплошных пленок на поверхности подземных озер неоднократно встречались в пещерах Красная, Суук, Крубера, Кастане. К сожалению, их химическое и минералогическое изучение не проводилось.

Кальцитовые обрамления (забереги) распространены широко. Образуются они в слабопроточных и непроточных подземных водоемах у эвапарационного барьера. Вследствие колебания уровня воды на стенах ванночек, а также на сталактиках и сталагмитах возникают оторочки. Встречены они во многих полостях, но не изучались (рис. 26). Использовались главным образом как минералогические индикаторы уровня затопления пещеры (Дублянский, 1971).

Кальцитовые натечные плотины (гурьи) обнаружены в 27 коррозионно-эрэзионных полостях, причем большинство их встречено в средних или конечных звеньях водоносных систем (в пещерах и шахтах-понорах — 10, во вскрытых пещерах — 59, в пещерах-источниках — 124).

Гуры, образованные в слабопроточных условиях, при водопритоке 0.1—0.001 л/сек. располагаются в одиночку в основании крупных фильтрующих трещин. Для них характерны значительные колебания высоты (0.05—5.0 м) и площади озер (0.2—15 м²), небольшая длина плотины (0.2—1.2 м), сильная выпуклость вниз по потоку ее стенки, сложенной пористым карбонатным материалом (объемный вес 2.2—2.4 г/см³) и обрамленной изнутри кальцитовыми оторочками. Озера переполняются водой только после снеготаяния. Гуры этого типа формируются в основном у эвапарационного барьера.

Гуры, образованные в проточных условиях, при водопритоке 0.1—100 л/сек., располагаются непосредственно в руслах подземных потоков. Для них характерна большая высота (0.2—7.0 м), значительная площадь озер (2—200 м²), большая длина плотины (3.0—3.8 м, в Красной пещере даже 13 м). Плотины имеют «ступенчатый» профиль с преобладанием вертикальных участков. Сложены они плотным карбонатным материалом (объемный вес 2.4—2.6 г/см³), иногда «бронированы» глинисто-карбонатно-марганцевыми корами. Формирование гуров этого типа происходит за счет изменений гидрохимического баланса потока у термодинамико-механических барьеров, в силу чего отмечается ритмичность в их расположении (в Красной пещере на расстоянии 340 м описано 36 плотин разных размеров).

Характерной особенностью русловых гуров является их прорыв при увеличении расхода потока. При этом часто возникают «мосты», перегораживающие галереи пещер на высоте от 0.2—0.5 до 2.0 м над современными водотоками (Красная пещера).

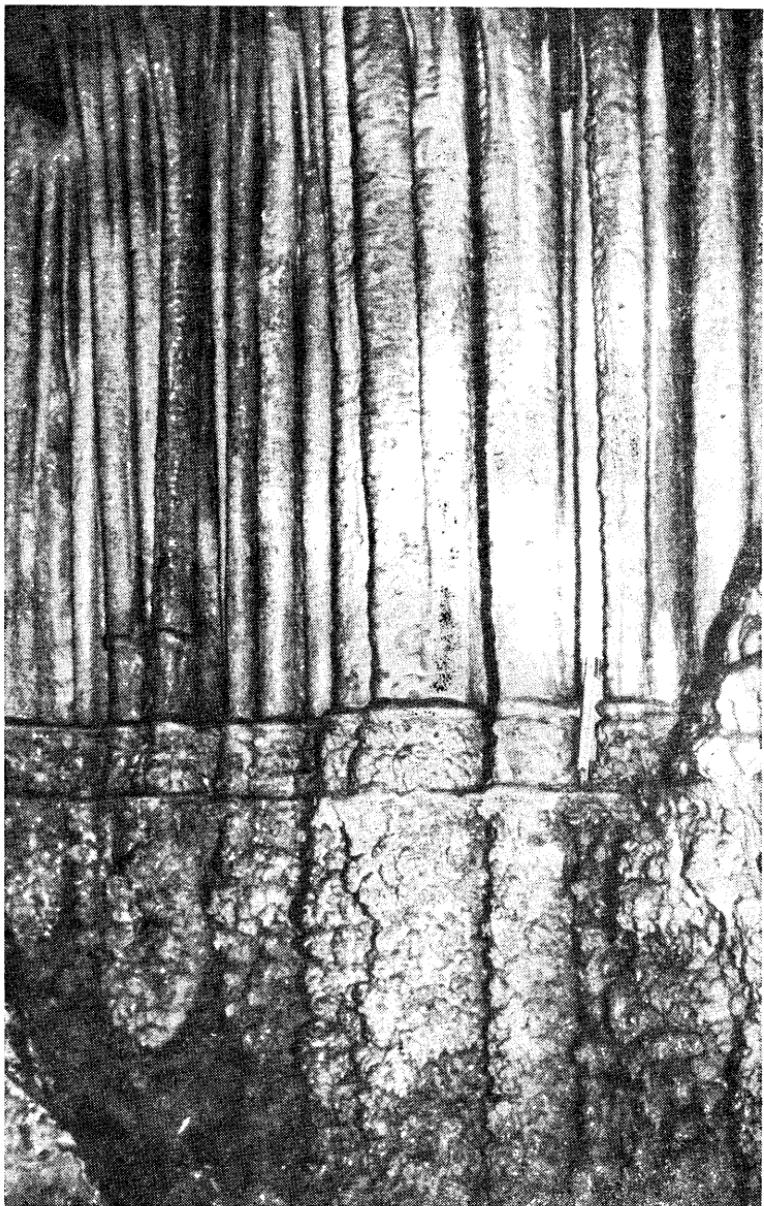


Рис. 26. Кальцитовые обрамления ванночек — индикаторы уровня подземных вод. Пещера Эмине-Баир-II.

Кальцитовые оолиты и пизолиты обнаружены в 26 карстовых полостях. По условиям образования их можно подразделить на три группы. В слабопроточных ванночках перемешивание воды происходит за счет ударов капель. Оолиты здесь имеют овальную форму при средних размерах 5.2—10.7 мм. Поверхность их обычно шероховатая. В проточных ванночках перемешивание воды происходит при движении струй инфильтрационных вод. Оолиты имеют сферическую форму при средних размерах 7.0—13 мм; поверхность их гладкая.

В закарстованных трещинах благодаря их изменчивому гидродинамическому режиму одновременно формируются различные по форме пизолиты. Так, например, из 16 185 оолитов и пизолитов вскрытой пещеры Бездонная 0.7% имеют размеры более 2.0 мм, 10.9% — 1.1—2.0 мм, 37.4% — 0.6—1.0 мм и 51% — 0.1—0.5 мм.

Наконец, в привходовой части шахты Армейская встречены псевдопизолиты — кораллиты, опавшие со стен при разрыве питающего канала вследствие вымерзания. Оолиты и пизолиты полигенетичны. В одних случаях они формировались при «старении» первоначального карбонатного коллоидного сгустка, в других имели «затравку» (комочек глины, песчинку кварца, зубы мелких грызунов и пр.). Количество «сезонных» слоев в самых крупных пизолитах достигает 180—200, в образцах диаметром 5—6 мм обычно не превышает 60—70. Толщина слоев варьирует от 0.01 до 0.1 мм и в среднем составляет 0.02—0.03 мм. Микроскопические исследования свидетельствуют, что количество концентрических оболочек не определяет возраст пизолита, а свидетельствует о внесезонной смене условий его формирования. В шлифах и пришлифовках пизолитов часто видны следы срастания и поворота в процессе роста.

Кристаллы аutoхтонных минералов

Кристаллы исландского шпата обнаружены на Чатырдагском и Карабийском массивах в шахтах-лоннорах Ход Конем на глубинах 85 и 157 м, Гвоздецкого — на глубине 170 м, в Молодежной — на глубине 200 м (Дублянский, Полканов, 1974). Они размещаются в раздувах закарстованных трещин, выполненных желто-бурой глиной. Друзы и отдельные кристаллы располагаются в центральной части раздузов, лишь изредка прикасаясь к стенкам. Их размеры обычно не превышают 8—10 см, иногда встречаются индивиды до 15 см длиной. Исландский шпат бесцветный или светло-серый. Поверхность граней кристаллов шероховатая, иногда корродированная. Кристаллы обычно имеют скаленоэдрический облик, некоторые зонарны, что обусловлено наличием сероватых и бесцветных полос. Серая окраска связана с пылевидными глинистыми включениями и мелкими пустотами. Вероятно, кристаллы исландского шпата формирова-

лись в зонах разломов за счет подтока субтермальных вод. В дальнейшем по трещинным зонам, озерающим разломы, заложились карстовые полости, которые вскрыли каверны с исландским шпатом. Затем сформировались обычные карбонатные натеки, частично перекрывающие камеры с желто-бурой глиной и кристаллами исландского шпата.

В некоторых пещерах (Кристальная, Ени-Сала-II) встречены скелетные формы кристаллов кальцита размерами от нескольких миллиметров до 5—7 см. Крупные кристаллы имеют пирамидальный габитус. Часты скаленоэдрические формы различных размеров. Согласно работам В. Бассет (Basset, 1962), для их роста необходимы чистота раствора, постоянство его состава и скорости стекания, низкое парциальное давление CO_2 . Последнее условие вызывает определенные сомнения, так как в Кристальной пещере, напротив, отмечено довольно высокое содержание CO_2 (1.7%).

Гипс был обнаружен в пещерах Партизанской, Аю-Тешик, Ставрийской и Красной. Гипсовая минерализация отмечена на участках, тяготеющих к приразломным зонам и, кроме того, имеющих «классический» микроклиматический режим (минимальные годовые колебания температуры и влажности воздуха, не превышающие 0.2°C и 0.3 мм рт. ст.; преобладающий вынос влаги путем испарения). Кристаллы гипса, обнаруженные в глине, имеют таблитчатый облик при размерах 5—12 мм. На плитах глинистого известняка образуются пленки серебристо-белого цвета толщиной 1—2 мм, состоящие из пластинчатых кристаллов. В Ставрийской пещере встречены закрученные и изогнутые гипсовые «цветы», или антодиты. Анализ геологической и палеогидрогеологической обстановки района пещер показал, что формирование гипса следует связывать с воздействием инфильтрационных вод на рассеянный в известняках сульфид. Для образования и сохранения гипса в карстовых полостях необходимо сочетание ряда условий — наличие аутогенного сульфида в породе, подток обогащенных кислородом вод при сравнительно невысокой интенсивности водообмена, поступление раствора в карстовую полость, в атмосферу которой могли бы испаряться поровые растворы, отсутствие активной конденсации и инфильтрации. Этим объясняется редкость находок гипса в пещерах Крыма.

Находки кристаллов автохтонных минералов на стенах карстовых полостей Крыма всегда являются признаком приближения их к крупным разломным зонам.

Коррелятивные поверхностные отложения

В Горном Крыму известно более 2000 карстовых источников, 19 из них относится к очень большим и исполненным (расход более 100 л/сек.). Отложения известковых туфов

имеются лишь у нескольких источников, наиболее мощные известны у истоков рек Краснолещерной (объем 400 000 м³), Желтой (20 000 м³), Узунджи (2000 м³), близ входов в пещеры того же названия, а также на источниках Хастабаш, Массандровский водопад, Хури и др. На других источниках, имеющих сходные дебиты, температуру, химический состав воды и связанных со значительными пещерами (Аянский, Карасу-Бапши, Скельский), туфы неизвестны.

Отложение туфов происходит из вод источников, имеющих гидрокарбонатный кальцевый, магниево-кальциевый или натриево-кальциевый состав при общей минерализации 250—440 мг/л и температуре 9.2—10.2° С. Температура воды на участках отложения туфов летом колеблется от +2.8 до +10.8°, зимой — от —1.8 до +4.0°. Для водотоков, в которых происходит отложение туфов, характерен турбулентный режим с активным перемешиванием воды и ее разбрзгиванием на перекатах, скальных порогах и водопадах. Туф отлагается на ветвях кустарника, на поверхности листостебельных и водяных мхов *Cratonemum comutatum* и *Fontinalis antipyretica*. Образование туфов способствуют также синезеленые водоросли, в ходе фотосинтеза ассимилирующие CO₂ (Македонов, 1966).

Формы выделения карбоната кальция из вод источников различны. Преобладают так называемые водопадные туфы, образующие уступы высотой 6—7 (р. Желтая)—23—30 м (р. Краснолещерная). Иногда туфы отлагаются в виде кор, покрывающих все русло водотока (р. Узунджа). Известны случаи цементации карбонатным материалом глыбово-обвальных отложений (р. Хастабаш). Структура кальцита мелкозернистая, текстура микрослоистая или микроцементированная. Имеются как пористые, так и плотные разности с удельным весом от 1.8 до 2.2 г/см³. В туфах часты первичные и вторичные поры, пустоты и полости размерами от долей миллиметров до нескольких метров в поперечнике.

Время отложения известковых туфов пока можно оценить только на основании геоморфологических и археологических данных. Основные скопления водопадных, коровых и цементирующих туфов, вероятно, сформировались в середине—конце антропогена при переходе от более гумидных к более аридным условиям. Отложения их у Красной пещеры можно синхронизовать с периодом образования второго и первого ее этажей (поздний плейстоцен—голоцен). В приповерхностном слое туфов встречаются черепки лепной посуды VII—VI вв. до н. э. Это свидетельствует о том, что на протяжении последних 2—2.5 тыс. лет активного отложения туфов не происходило. Гидрохимические наблюдения показывают, что процесс их современного отложения и размытия неустойчив. В теплый период происходит значительная аккумуляция карбонатного материала (в среднем 14 мг/л CaCO₃), в холодный — его интенсивное, но весьма неравномерное растворение. Анализ всех имеющихся материалов позволяет прийти

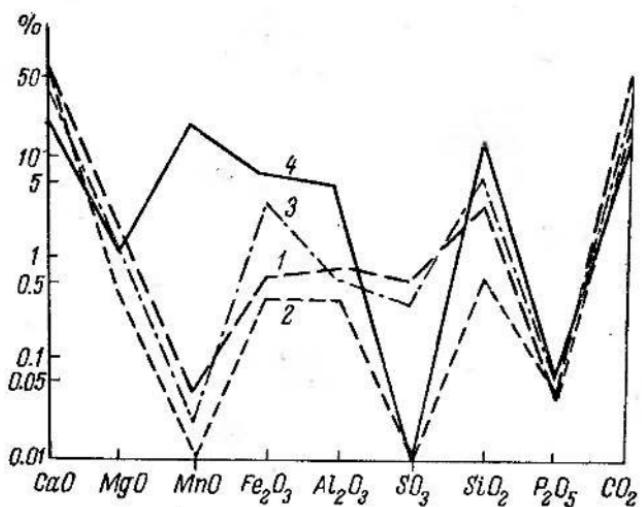


Рис. 27. Средний химический состав вмещающих известняков и отложений карстовых полостей.

1 — известняки (71 анализ); 2 — сталактиты, сталагмиты, оолиты (16 анализов); 3 — известковые туфы (6 анализов); 4 — коры на стенах (8 анализов).

к выводу, что формирование известковых туфов Крыма происходило у комплексного биомеханико-термодинамического барьера. Этим объясняется «избирательность» отложения туфов и их расположение у выходов лишь некоторых источников.

Кроме туфовых площадок и кор, связанных с ближним приповерхностным карбонатным массопереносом, в Крыму довольно часто наблюдается и ближний поверхности массоперенос (Максимович, 1973). Кальцитовые коры с малыми натеками часты в трещинах на склонах возвышенностей, в бортах карстовых воронок, на крутых обрывах. Следует иметь в виду, что в подобных условиях часто встречаются и останцы пещерных водных хемогенных отложений (преимущественно сталагмитов и натечных кор), довольно длительное время сохраняющиеся после разрушения сводов пещер. Такие выведенные на поверхность натеки указывают на направления древних коррозионно-эрзационных полостей на Ай-Петринском, Никитском и Чатырдагском массивах (Пчелинцев, 1927; Дублянский, 1971).

До последнего времени специальные исследования химического и минералогического состава водных хемогенных отложений Горного Крыма не проводились. Только в 1958—1972 гг. в связи с изучением генезиса и гидрогеологического значения карстовых полостей Крыма был исследован состав вмещающих пород, подземных вод и пещерных отложений различных типов.

Вмещающие породы. Верхнеюрские карбонатные породы содержат от 53.1 (неслоистые известняки) до 44.5% CaO

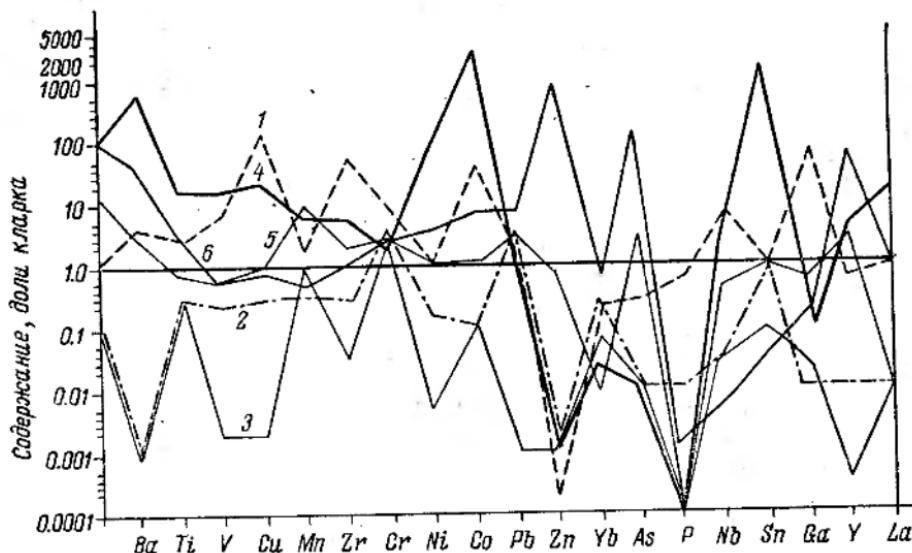


Рис. 28. Среднее содержание акцессорных элементов во вмещающих известняках и отложениях карстовых полостей по отношению к кларку для карбонатных и глинистых пород (по Г. В. Войткевичу и др., 1970), принятому за единицу.

1 — вмещающие известняки (182 анализа); 2 — сталагмиты, сталагмиты, оолиты (46 анализов); 3 — известковые трубы (12 анализов); 4 — коры на стенах (24 анализа); 5 — пещерные глины (61 анализ); 6 — глинистые отложения по отношению ко вмещающим известнякам.

листовые известняки). Содержание нерастворимого остатка в них соответственно составляет 2—16% (табл. 1, рис. 27). Среднее содержание акцессорных элементов в верхнеюрских известняках Крыма существенно отличается от их кларка в карбонатных породах земной коры (Войткевич и др., 1970) и, как правило, превышает его в 5—125 раз (рис. 28). Ниже кларкового лишь содержание Zn, Yb, As, P и Y.

Подземные воды. Характеризуются значительной изменчивостью общей минерализации (в среднем от 127.8 мг/л в снегу и во льду карстовых полостей до 342.7 мг/л — в водах подземных водотоков и 408 мг/л — в водах карстовых источников). В пересчете на окисно-ангидридную форму в карстовых водах Крыма содержится в среднем CaO 27.5%, MgO — 6%, Na₂O — 6%, SO₃ — 4.5%, CO₂ — 55.5%. Содержание акцессорных элементов обычно не превышает кларкового (Гидрогеология СССР, 1970).

Водные механические отложения. В пещерных глинах различного генезиса по сравнению с глинами земной коры накапливаются только Be, Ba, Mn, Zr, Cr, Sn и Y. Остальные элементы содержатся в количествах, равных или меньших кларковых. Однако по сравнению со вмещающими извест-

няками глины концентрируют значительные количества акцессорных элементов, в том числе Be, Ba, Cr, Ni, Co, Sn, P, Y (рис. 28). Большинство акцессорных элементов распространено в глинах более или менее равномерно. Таким образом, основными поставщиками микроэлементов и акцессорных элементов, входящих в состав водных хемогенных отложений пещер Крыма, являются вмещающие известняки и, возможно, пещерные глины.

Водные хемогенные отложения. Субтерральные. Сталактиты, сталагмиты и натеки характеризуются повышенным содержанием CaO и CO₂. Количество остальных компонентов (кроме P₂O₅) в 2—3 раза меньше, чем во вмещающих известняках (рис. 27). Волокнистый кальцит из вскрытой пещеры Бездонная близок по составу к теоретическому кальциту. В некоторых образцах, а также в отдельных группах годичных слоев сталактитов отмечено повышенное (до 0.7—0.8%) содержание окислов железа.

Акцессорные элементы в карбонатных натеках содержатся в количествах, значительно меньших кларковых (кроме Cr и Pb), и, как правило, меньших, чем во вмещающих известняках (рис. 28). Очевидно, геохимическая обстановка формирования натеков не способствует концентрации в них большинства акцессорных элементов. В субтерральных отложениях отмечается высокая изменчивость содержания акцессорных элементов. Возможна сезонность в их привносе и отложении, связанная с изменениями условий водоизретока.

Коррелятные поверхностные отложения. Отложения известковых туфов имеют химический состав, средний между составом вмещающих известняков и натечных отложений (рис. 27). В них повышенено содержание окислов железа, кремния и фосфора, что согласуется с условиями их образования. Акцессорные элементы содержатся в количествах, значительно меньших кларковых (кроме хрома) и меньших, чем во вмещающих известняках (кроме цинка).

Субаквальные отложения. Химический составoolитов и пизолитов весьма однообразен и полностью отвечает составу вмещающих известняков. Содержание CaCO₃ в них колеблется от 83 до 97% (в среднем — по 14 определениям — 90%); MgO в количестве от 2 до 6% отмечен лишь в образцах из полостей, заложенных в известняках с повышенным (до 1.85—1.96%) содержанием MgO. Акцессорные элементы содержатся в количествах, значительно ниже кларковых (кроме Cr и Pb).

Налеты, примазки и корочки на стенах в зоне периодического затопления паводковыми водами имеют средний химический состав, значительно отличающийся от состава вмещающих известняков (рис. 27). Для них характерно резко пониженное содержание CaO (22.8%) и CO₂ (27.0%), повышенное содержание окислов марганца (20.0%), кремния (15.8%), железа (6.8%) и алюминия (5.5%). Сумма окислов марганца в виде MnO и MnO₂ в отдельных пробах достигает 35%. Акцессорные элементы со-

держатся в количествах, значительно превышающих кальцовые, а по многим элементам (Ba, Ti, Co, Sn, Y, Ln) и превышающих их содержание во вмещающих известняках (рис. 28).

Таким образом, из всех типов субтерральных и субаквальных водных хемогенных отложений карстовых полостей Крыма лишь в корах и налетах концентрируются значительные количества аксессорных элементов. Вероятно, этому способствует жизнедеятельность бактериальной микрофлоры, развивающейся на стенах карстовых полостей на разделе вода—воздух (Rónaki, 1962).

Карбонатные натеки Горного Крыма считались состоящими из кальцита и арагонита (Двойченко, 1914; Попов, 1938). Рентгенометрические анализы девяти различных по форме, строению и окраске сталактитов и натеков показали, что все они сложены кальцитом. Рентгенометрическое и термическое изучение образцов кор и налетов свидетельствует, что они сложены тесной ассоциацией соединений марганца типа вада-псиломелана с глинисто-карбонатным материалом иллит-кальцитового состава. Анализ литературы (Максимович, 1971) свидетельствует, что в натеках карбонатного карста может встретиться более 20 различных минералов. Таким образом, минералогия водных хемогенных отложений Крыма нуждается в специальном изучении.

Натечные формы характеризуются почти в 3 раза меньшей радиоактивностью, чем коренные известняки. При облучении их лампой-вспышкой или ртутно-кварцевой лампой ПРК-4 отмечается интенсивная люминесценция с преобладанием свечения в желто-зеленой и зеленой частях спектра. Активирующим веществом кристаллической решетки кальцита, по-видимому, является марганец (Дахнов и др., 1963).

Изучение изотопного состава углерода сталактитов из пещер Караби показало, что их внутренняя часть, состоящая из кристаллической светло-серой или желтой массы кальцита, имеет ΔC^{13} 0.92%, средняя, ожелезненная часть — 0.80%, внешняя часть, подобная внутренней, — 0.59%. Средняя величина сдвига изотопного состава из внутренних частей натеков составляет 0.33%, что связывается с резкими изменениями почвенно-климатических условий Горного Крыма в послекиммерийское—куяльницкое время (Галимов, 1965).

Многие водные хемогенные образования из пещер Крыма обнаруживают четкую слоистость (сталактиты, сталагмиты, коры, оолиты). В сталактитах описаны 3- и 11-летние ритмы, совпадающие с циклами поверхностной седиментации, а также 5, 8, 70—80 и 90—100-летние ритмы, известные в биогермах (Лунгерсгаузен, 1966). Однако при изучении сталактитов и кор полной уверенности в непрерывности накопления CaCO_3 нет. Значительно большую информацию о ритмичности карбонатного спелеолитогенеза несут натечные плотины (гурьи). При средней толщине сезонного полуслойка 0.1 мм и средней высоте гурьев Красной пещеры 1.9 м продолжительность их непрерывного формирования

достигает 9—10 тыс. лет. В их строении прослеживается ритмичность, кратная 11—13 годам, очевидно, увязывающаяся с земными и космическими проявлениями ритмичности солнечной активности (Дублянский, 1971).

Пещерный снег и лед

Постоянные скопления снега и льда обнаружены в 36 нивально-коррозионных и коррозионно-эрзационных полостях Горного Крыма, расположенных на высотах от 700 до 1400 м. Таким образом, на сохранение снега и льда под землей влияет не столько среднегодовая температура воздуха на поверхности, сколько морфология полостей. Скопления офорнованного снега (средняя плотность его 0.35—0.65 г/см³) обычно образуются на дне или на промежуточных уступах стволовых колодцев и шахт. В сужениях их поперечных сечений иногда возникают снежные мости или сплошные пробки. Мощность снега на дне колодцев составляет 1—2 м, изредка возрастает до 4—6 и даже до 12 м (шахта Водопойная). Лед в них обычно не образуется.

Скопления снега и льда часты во вскрытых пещерах (рис. 29). Глубина залегания снега в них не связана с размерами входного отверстия. Во вскрытой пещере Бездонная на Чатырдаге мощный конус снега обнаружен на глубине 145 м от поверхности.

Лед в карстовых полостях Крыма, как правило, полигенетичен. В привходовых частях вскрытых пещер он формируется за счет офорнования снега. Во вскрытой пещере Большой Бузлук в разрезетолщицы льда удалось различить до 50 годичных слоев, выделяющихся по корродированным и загрязненным гумусом поверхностям весенних прослоев. На дальних участках вскрытых пещер преобладает гидрогенный лед, сформированный при замерзании инфильтрационных вод и образующий разнообразные ледопады, ледяные сталактиты и сталагмиты высотой 8—12 м и объемом выше 25 м³. Наряду с ледопадами гидрогенным и атмогенным путем часто образуются коры оледенения, покрывающие полы и стены карстовых полостей. Коры оледенения имеют различную толщину (0.5—1, реже 2—4 см). Ледяные атмогенные кристаллы в шахтах Крыма встречаются редко.

В пещерах, характеризующихся высокими коэффициентами воздухообмена, в холодный период происходит сильное охлаждение привходовой части нижних этажей. Например, в Красной пещере фронт отрицательных температур продвигается в глубь галереи первого этажа на 50—70 м. В этой зоне при весеннем снеготаянии образуются эфемерные ледяные сталактиты и сталагмиты, полностью ставящие уже через 10—12 дней после изменения направления движения воздуха на летнее. Эфемерные ледяные образования наблюдались также в привходовых частях многих других пещер-источников Крыма.

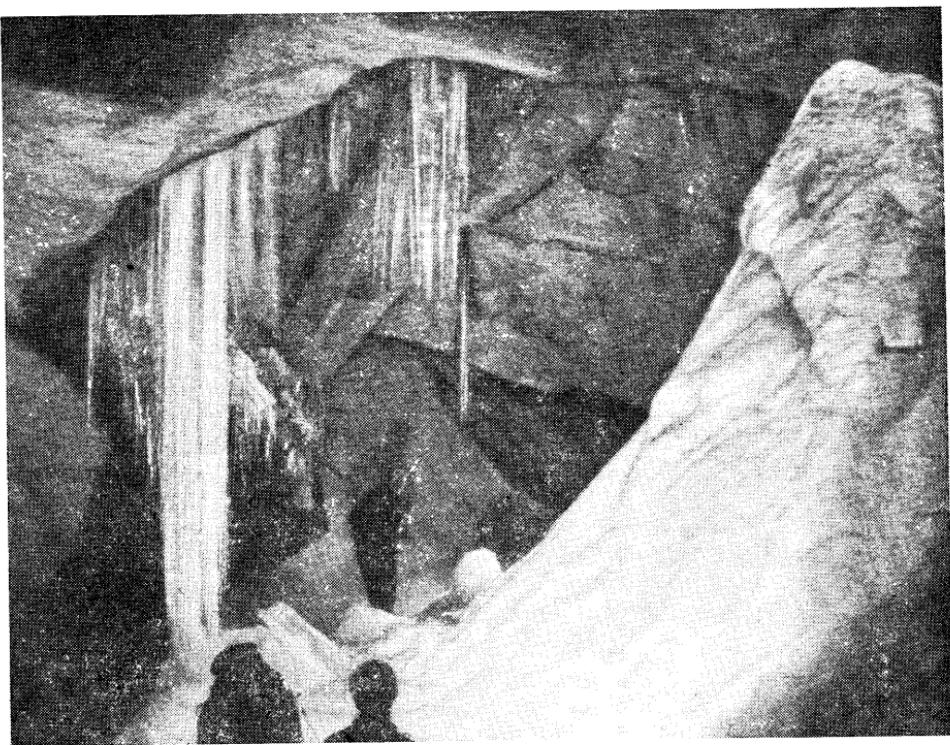


Рис. 29. Снег и лед в пещере Трехглазка.

Минералогические особенности пещерного льда и снега, являющиеся объектом изучения в ледяных пещерах мира (Максимович, 1963), в Крыму не исследованы. Имеются лишь некоторые данные по их гидрохимии (Дублянский, Шутов, 1967). Лед и снег имеют преобладающий гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав при средней минерализации соответственно 186.5 и 105.2 мг/л.

Органогенные отложения

Фосфориты пещер

Фосфориты и фосфорсодержащие минералы образуются в карстовых полостях, которые были населены наземными позвоночными. В Крыму они известны лишь в пещерах, где имеются залежи гуano летучих мышей. Таких полостей несколько десятков (Красная, Голубиная, Медовая и др.). Площадь, занятая отложениями гуano, не превышает 15—20 м², а мощность достигает 1—1.5 м. Во многих пещерах и навесах Крыма тонкие (до 2—5 см) прослои гуano встречены в археологических шурфах.

Содержание P_2O_5 в почвенном слое привходовых частей пещер Каракани, Малый Бузлук и Терпи-Хоба составляет 2.0—2.1%. Минералогия фосфорсодержащих образований на контакте гуano и коренных известняков в пещерах Крыма не изучалась. Между тем в отложениях пещер мира описано свыше 20 фосфатов, среди которых много редких минералов (Максимович, 1963).

Селитра пещер

В Крыму калиевая селитра известна только в пещерах Второй горной гряды, заложенных в датских известняках, обогащенных глауконитом (Двойченко, 1914; Дублянский, Полканов, 1974). Корки и выцветы ее периодически появляются в засушливые месяцы года. Новообразования селитры связаны с воздействием кислых продуктов биохимического разложения азотсодержащих органических веществ (гуано и прочих отбросов птиц и животных), накапливающихся в пещерах и нишах, на калийсодержащий глауконит вмещающих пород. Калиевая селитра представлена мучнистыми налетами, розетковидными и звездчатыми кристаллами грязно-белого цвета до 5 см в диаметре.

Костяная брекчия, отложения костей

Во время археологических раскопок в пещерах Крыма находили большое количество костей различных животных (Мережковский, 1880; Бонч-Осмоловский, 1940, и др.). Датировка костных остатков производилась археологическими методами, поэтому находки костного материала в «стерильных» отложениях пещер не давали возможности определить их возраст и подойти к решению вопроса о времени формирования карстовых полостей.

В 1960—1965 гг. Г. А. Бачинский (Бачинский, 1967) детально изучил особенности фоссилизации костей позвоночных в различных условиях, усовершенствовал коллагеновый метод определения их возраста, предложенный И. Г. Пидоплічко, разработал ряд новых методов датировки ископаемых костей. В процессе фоссилизации одновременно с выносом коллагена происходит частичная минерализация ископаемых костей. Поры в костной ткани (гаверсовы каналы, лакуны остеоцитов) заполняются вторичными минеральными соединениями, в основном кальцитом, гидроокислами железа или марганца, гипсом, а также более редкими минералами. Пока из них определена и описана только скрытокристаллическая разность карбонат-апатита, близкого к франколиту. Были выяснены условия образования местонахождений ископаемых позвоночных, установлены факторы, способствующие накоплению и благоприятствующие захоронению костных остатков, предложена тафономическая классификация местонахождений пещерного типа (Бачинский, Дублянский, 1968). В 22 из

500 обследованных карстовых полостей Крыма обнаружены крупные местонахождения позвоночных различного возраста (2 позднеплиоценовых, 4 ранне- и среднеплейстоценовых, 6 позднеплейстоценовых, 16 голоценовых). Из местонахождений Крыма описано около 100 видов наземных позвоночных и свыше 40 видов птиц. Чаще всего под землей встречаются кости зайца, олена обыкновенного, лисицы, пещерного медведя, быка, хомяка, слепыша, барсука, собаки, косули и лошади. Значительный интерес представляют находки костей пещерного льва, пещерной гиены, волосатого и этрусского носорогов, белой куроцатки, альпийской галки и клушицы. Палеозоологические материалы широко использовались для палеогеографических реконструкций и определения возраста отдельных частей карстовых водоносных систем (Бачинский, Дублянский, 1968). Для этих же целей использовались материалы современной фауны пещер. На основании обследования свыше 300 карстовых полостей Я. А. Бирштейн (1963) и С. И. Левушкин (1965) охарактеризовали достаточно разнообразный видовой состав спелеофауны Крыма. В пещерах обнаружены простейшие, турбеллярии, нематоды, олигохеты, моллюски, веслоногие ракообразные, бокоплавы, мокрицы, ложные скорпионы, сенокосцы, пауки, клещи, многоножки, ногохвостки, ручейники, бабочки, жуки. Всего в составе спелеофауны известно 72 вида животных, 34% относятся к троглобионтам; водная спелеофауна представлена 21 видом (52% троглобионтов), сухопутная — 51 видом (27% троглобионтов). Среди троглобионтов выделены формы средиземноморского центра формирования (с эндемичными подвидами *Niphargus tarensis tauricus* и видами *Speocyclops tauricus*, *Niphargus dimorphus*, *Niphargus vadimi*), автохтоны крымской спелеофауны (эндемичное подсемейство *Speodiaptominae*, эндемичные виды мокриц *Typhloligidium*, *Tauroligidium* и *Tauronethes*) и древние широко распространенные виды. Обедненность и высокий эндемизм спелеофауны Крыма, 26% которой представлены автохтонными формами, объясняются островной изоляцией Крыма с раннего плиоцена.

В Горном Крыму четко выделяются западный и восточный биоспелеологические районы, характеризующиеся эндемичными родами мокриц *Ligiidae* и жуков *Pseudaphenops*. Для практической гидрогеологии весьма важен вывод об антагонистических взаимоотношениях между разными видами спелеофауны. Виды родов *Gammarus* и *Niphargus* в соединяющихся между собой подземных водоемах и водотоках никогда не встречаются.

Антропогенные отложения культурного слоя

Археологические исследования карстовых полостей различных классов представляют большой интерес для различных палеогеографических реконструкций. М. В. Муратов

и Н. И. Николаев (1941) разработали интересную схему соотношения пещерных палеолитических стоянок и уровней террас Горного Крыма. По их представлениям археологические памятники эпохи раннего палеолита можно встретить на уровне четвертой (миндельской), эпохи среднего палеолита — на уровне третьей (рисской), эпохи позднего палеолита и мезолита — на уровне второй террасы речной долины. По мере накопления археологических материалов стали появляться высказывания о неполном соответствии предложенной схемы фактическим данным. С. Н. Бибиков (1957) отметил, что палеолитические стоянки встречаются на самых различных высотных отметках — от 5 до 150 м под поймой. Пещеры-источники Горного Крыма располагаются на самых различных гипсометрических отметках (от 700 до 1275 м) и, как правило, не связаны с уровнями речных террас (Дублянский, 1971).

Непригодность археологического метода для прямого определения интервала заложения карстовых полостей отнюдь не умаляет его значения для датировки различных стратиграфических горизонтов пещерных отложений. Пока можно привести только несколько примеров. В Археологическом кольце Красной пещеры между культурными слоями VII—VI вв. до н. э. и I—II вв. н. э. обнаружена стерильная кора. Такой же натек перекрывает культурный слой позднеантичного времени. Следовательно, возраст этих натеков может оцениваться соответственно в 2500 и 1500 лет. В пещере Данильча материал VIII—X вв. н. э. найден под слоем известняковой щебенки толщиной в несколько десятков сантиметров, скрепленной натеками (Домбровский, Щепинский, 1963).

Археологические исследования дают очень интересные материалы об использовании карстовых пещер человеком. Работы К. С. Мережковского (1880), С. И. Забнина (1918), Г. А. Бонч-Осмоловского (1940), О. Н. Бадера (1940), С. Н. Бибикова (1957) и других исследователей показали, что многие пещеры были обитаемы еще в палеолите. В VII—VI вв. до н. э. в пещерах Красной, Ени-Сала-II, Малой Академии располагались святилища земледельческого и скотоводческого культов кызыл-кобинского человека. В III—IV вв. н. э. в Красной пещере поклонялись божеству пещерной воды. Наиболее сухая и теплая часть пещеры использовалась как хранилище вина и других продуктов. В пещерах Туакской, Красной, Иограф, Висячей, Ставрикайской и Сюн-дюрлю обнаружены следы кратковременного обитания человека в VIII—X вв. н. э. Пещера Бинбаш, вероятно, представляет собой средневековый могильник. В пещерах Басмана в VIII—X вв. н. э. существовало поселение, а в X—XV вв. — церковь и пещерный некрополь, разрушенные землетрясением в конце XV в. О возможности интересных находок и в труднодоступных пещерах свидетельствуют загадочные солярные знаки на стенах шахты Студенческой (Домбровский, Щепинский, 1963, и др.).

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТА

Гидрогеологии Горного Крыма посвящены работы А. С. Моисеева (1931), П. М. Васильевского и П. И. Желтова (1932), И. К. Зайцева (1940), И. Г. Глухова (1957, и др.), Е. А. Зубровой (1959), М. В. Чурикова (1959). Эти и многочисленные другие исследования нашли отражение в сводке «Гидрогеология СССР» (1970). К сожалению, в ней недостаточно использованы результаты изучения карста Крыма. Поэтому в настоящей главе автор рассматривает те вопросы теоретической и региональной гидрогеологии, которые получили новую трактовку в результате комплексных исследований карстовых полостей.

Формирование карстовых вод

Для Горного Крыма общеприняты представления о том, что «подземные воды верхнего структурного этажа пополняются исключительно за счет атмосферных осадков, которые тут же поглощаются пористыми четвертичными образованиями, трещиноватыми и закарстованными известняками» (Гидрогеология СССР, 1970, с. 230). Гидрогеологические наблюдения на Ай-Петринском стационаре ИМР и комплексные карстологические исследования внесли в эти представления существенные дополнения (Дублянский, 1969а, 1971).

Питание подземных вод Горного Крыма осуществляется инфильтрационными и конденсационными водами. Инфильтрационный тип питания преобладает на участках развития голого карста. Здесь атмосферные осадки могут питать карстовые воды на протяжении всего года, а потери на испарение не превышают 20%, нормы осадков. На участках развития задернованного карста существенное влияние на величину питания оказывает почвенный покров, при этом возможны три типичные ситуации. При маломощном почвенном покрове (до 10 см) питание карстовых вод возможно на протяжении всего года, хотя в летние и осенние месяцы оно

весьма невелико (6—20 мм). Потери на испарение составляют около 30% нормы осадков. При мощности почвенного покрова до 30 см резко увеличиваются потери на испарение в летние месяцы, их суммарная величина повышается до 40%. Наконец, при мощности почвенного покрова 50 см и более инфильтрационное питание карстовых вод в летние (VI, VII) и осенние (IX, X) месяцы отсутствует. Суммарные потери на испарение возрастают до 43.5%.

Почвенный покров является мощным регулятором влаги. Наибольшая влажность почв и максимальные влагозапасы формируются в первой—второй декадах в связи с устойчивым переходом среднесуточных температур воздуха через 0° С. В мае—октябре происходит прогрессирующее иссушение грунта. Наибольшие потери влаги наблюдаются из слоя толщиной 0—30 см. В отдельные декады величина испарения с грунта значительно превосходит величину выпадающих осадков. С третьей декады сентября в связи с увеличением декадной суммы выпадающих осадков и понижением температуры воздуха начинается увеличение запасов влаги в почве.

Более сложен водный баланс участков яйлы, покрытых лесом (Ведь, 1970). За счет выпадения горизонтальных осадков (гололед, изморозь, наморозь, роса), не учитываемых метеостанциями, лес получает дополнительно около 250 мм влаги (25% годовой суммы осадков). С этих участков зимой не происходит сдувания снега. Поэтому, несмотря на значительные потери на транспирацию, угодья, занятые лесом, питают карстовые воды на протяжении всего года. Величина питания составляет 55—65% нормы осадков.

Величина инфильтрационного питания карстовых вод зависит не только от сезона, но и от интенсивности выпадения осадков. Данные опытов (Дублянский, 1963а) показали, что при осадках до 10 мм/сут. глубина промачивания грунта не превышает 15 см, до 20 мм/сут. — 25 см, до 30 мм/сут. — 45 см. Таким образом, при мощности почвенного слоя 25—30 см инфильтрационное питание в теплый период возможно только при осадках интенсивностью более 20 мм/сут. По данным метеостанции Ай-Петри, в мае—октябре отмечено 62 дня с осадками; лишь 4 дня их интенсивность превышает эту величину. Большую роль играет и продолжительность выпадения осадков. Ниже будет показано, что источники по разному реагируют на одно и то же количество осадков, выпавших на протяжении нескольких часов и одного-трех дней.

Инфлюационное питание играет огромную, но до сих пор еще недостаточно оцененную роль в формировании карстовых вод Крыма. Здесь также можно выделить несколько типичных ситуаций.

Постоянное инфлюационное питание наблюдается на сравнительно небольших участках плато и склонов, сложенных некарстующимися или слабокарстующимися породами (Западный Ай-Петринский район, свита деймень-дере; Центральный Ай-Петрин-

ский район, среднеюрские аргиллиты и песчаники уроцища Бештекне; Долгоруковский и Карабийский районы, толщи переслаивания верхнеюрских песчаников и глинистых известняков и пр.). Расход этих поверхностных водотоков непостоянен и меняется от сотых долей литра до 0.8—1.5 м³/сек.

Периодическое инфилюационное питание возможно на всех горных массивах при ливнях и бурном снеготаянии. Поверхностный сток наблюдается на расстоянии от десятков до сотен метров и поглощается крупными понорами, коррозионно-эрзационными полостями и зонами трещинного поглощения. В холодный сезон возможно кратковременное формирование более протяженных (до 1.5—2.0 км) водотоков по поверхности снега. Они выносят значительные объемы воды (до 500—800 тыс. м³ за сутки) в нижние части эрозионных систем, в летнее время полностью отчлененные от верховых водоносов зонами трещинно-карстового поглощения. Очагами периодического инфилюационного питания являются и некоторые карстовые воронки. Их днища выполнены тяжелыми суглинками, имеющими низкие коэффициенты фильтрации (в среднем 1.5 м/сут.).

Поэтому после дождей и снеготаяния в них иногда скапливается до 1—2 тыс. м³ воды, которая прорывает глиняную пробку и уходит в поноры, производя значительную эрозионную работу.

В гидрогеологической литературе (Глухов, 1957; Чуринов, 1959, и др.) сложились представления о том, что областями питания карстовых вод являются в основном бессточные водоносы плато. Работами ИМР установлены многочисленные случаи инфилюационного поглощения постоянных и периодических водотоков на северных и южных склонах горных массивов (Иванов, 1965; Шутов, 1971; Комплексные изыскания..., 1971, и др.). Такие участки выявлены на всех реках карстового питания (Узунджа, Черная, Бабу, Суат-Лар, Малый Салгир, Бурульча и др.). Часто с ними связаны крупные пещерные системы (шахта-попор Нестовского—Узунджа, рис. 8, А) или подземные водотоки, переходящие из одного поверхностного водоноса в другой. В межень величина поглощения на таких реках достигает 100%, а в паводок снижается до 40—60%. Доля поглощенных вод в расходе крупных источников верховьев р. Бельбек варьирует от 0.8% в межень до 80% в паводок (Шутов, 1971).

Соотношение между водоносами с различными типами питания можно установить на основании карстологической съемки (Иванов, 1964). Участки карстового, карстово-эрзационного и эрозионного рельефа в гидрогеологическом отношении являются площадями инфильтрационного, иппифильтрационно-инфлюационного и инфилюационного питания. Эта проблема требует дальнейшей разработки и количественного обоснования, так как именно с ней связан прогноз водообильности рек Крыма.

Конденсационное питание карстовых вод до последнего времени при расчетах водного баланса Горного Крыма почти не учि-

тывалось (Гидрогеология СССР, 1970). Конденсационная теория формирования подземных вод была выдвинута в 1877 г. О. Фольгером. На протяжении почти 100 лет она является предметом жаркой дискуссии. Ряд исследователей (М. М. Абрамова, А. В. Лебедев, А. А. Алексин, А. В. Швебс и др.) считали, что роль конденсации в годовом балансе влаги не может быть существенной. Многие ученые (С. И. Долгов, М. В. Преображенская, П. И. Колосков, В. П. Попов, В. В. Тугаринов, В. И. Точилов и др.) полагали, что конденсационная влага играет значительную роль в водном балансе почво-грунта и в формировании подземных вод (Дублянский, 1971; Климошкин, 1973). Большинство исследователей рассматривали условия прохождения конденсации в почво-грунтах, а не в трещинно-карстовых коллекторах. Только в некоторых руководствах по спелеологии указывалось, что конденсационные воды поддерживают сток подземных ручьев в сухое время года (Trombe, 1952; British Caving, 1953; Гвоздецкий, 1954; Д. С. Соколов, 1962, и др.).

К настоящему времени накоплено довольно много данных о конденсации влаги в трещинно-карстовых коллекторах Горного Крыма. По методам получения и степени достоверности их можно разделить на пять групп. К первой из них относятся общие данные, основывающиеся на оценке климатических условий района (Моисеев, 1931; Н. И. Соколов, 1962, и др.).

Ко второй группе принадлежат археологические данные. Ф. И. Зибольдт и Н. Н. Жуков обнаружили на склонах холмов, окружающих Феодосию, кучи щебня, соединенные с городскими фонтанами гончарными трубами. Имеются сведения о том, что конденсационной водой пользовались жители Керчи и Феодосии, а также средневековых крепостей Неаполь-Скифский, Эски-Кермен, Кошка (Славянов, 1955). О справедливости этих предложений свидетельствует и тот факт, что после разработки на щебень известнякового отторженца Гаспринский Исар иссяк источник у его основания.

Третья группа данных объединяет разрозненные гидрогеологические наблюдения, свидетельствующие об аномально высокой водообильности источников близ вершин воавышенностей, сложенных известняками (Мангупский источник). Некоторые источники при отсутствии осадков на протяжении одного-двух месяцев ежедневно испытывают значительное колебание расхода (Худяев, Колотильщикова, 1934). В 1959 г. такие наблюдения были проведены автором. Источники Хастабаш, Михайловский, Шан-Кая, Иванисовский и Фурнус обнаружили четкий суточный ход расходов (в диапазоне от 4 до 7 л/сек.) и температуры (в диапазоне от 8.2 до 10.0° С). Ход расходов источников, имеющих область питания на плато и в глыбовом навале на склонах, не совпадал, что связано с разным временем добегания конденсационных вод, наиболее интенсивно формирующихся в жаркое время суток.

Четвертая группа данных включает сведения о конденсации, полученные воднобалансовыми методами. П. М. Васильевский и П. И. Желтов (1932) считали, что на Чатырдагском массиве конденсация составляет 20—25% годовой нормы осадков; И. Г. Глухов оценивал величину конденсационной составляющей в 0.7% нормы осадков (1957). Условность подобных расчетов очевидна, так как ошибка определения других элементов водного баланса может значительно превышать ожидаемую величину конденсации.

Пятая группа данных включает микроклиматические наблюдения в карстовых полостях (Т. И. Устинова — годичный цикл наблюдений в пяти пещерах Караби) и сведения о конденсации влаги в лизиметрах, испарителях и конденсаторах различных конструкций (Н. А. Головкинский, И. К. Педдакас, И. Е. Худяев, В. Н. Славянин, В. А. Протасов, В. Д. Приблуда и др.). Микроклиматические наблюдения в пещерах большого объема с незначительным коэффициентом воздухообмена дали весьма малую величину конденсации — 0.6% нормы осадков (Устинова, 1957). Лизиметрические работы показали, что в теплый период количество конденсационной влаги, формирующейся в щебенистых накоплениях, может достигать 0.3—1.0 л/сут. с 1 м³. Эти данные легли в основу расчета, согласно которому количество конденсационной влаги в Горном Крыму может достигать 9% нормы осадков (Глухов, 1965).

Микроклиматические наблюдения в карстовых полостях Крыма дают новые данные для характеристики конденсационных процессов в трещинно-карстовых коллекторах. Передвижение влаги происходит из области с большой упругостью к области с меньшей упругостью водяных паров, а при их упругости, равной упругости насыщающего пара при данной температуре, — от зоны с большими к зоне с меньшими температурами. Конденсация может происходить только тогда, когда абсолютная влажность воздуха на поверхности превышает абсолютную влажность воздуха в карстовых полостях, а дефицит насыщения в них равен нулю (Оболенский, 1944).

Качественную характеристику продолжительности и интенсивности процесса конденсации дает рис. 30. Зимой и в начале весны в карстовых полостях наблюдается испарение влаги. Только в коррозионно-гравитационных шахтах на южных склонах массива и в этот период происходит конденсация, связанная с поступлением более теплого и влажного воздуха с высот 400—600 м. В мае—сентябре преобладает конденсация, а с октября опять наблюдается испарение влаги. Испарение холодного периода не играет существенной роли в водном балансе, так как влага, выносимая из карстовых полостей, конденсируется на холодной поверхности известняков или на снегу у входа в полость.

Конденсационным процессам теплого периода свойствен четкий суточный ход с максимумом с 10 до 16 час. и минимумом с 20 до 4 час. В некоторых неглубоких колодцах и шахтах на плато в ноч-

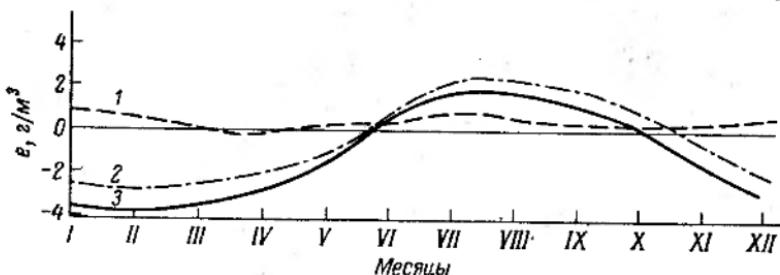


Рис. 30. Годовой ход конденсации (+) и испарения (-) в карстовых полостях Крыма. Помости: 1 — коррозионно-гравитационные, 2 — пневматично-коррозионные (с широким входом), 3 — коррозионно-эрзационные.

ное время наблюдается испарение влаги. В пещерах-источниках в ближней части может происходить конденсация, а в дальней — испарение водяных паров. Особенностью суточного хода конденсации является большая чувствительность к изменению погодных условий на поверхности. Резкое похолодание часто приводит к выносу водяных паров из неглубоких колодцев и шахт.

Значительное влияние на направление и интенсивность процесса влагопереноса оказывают ландшафтные условия заложения полости. Например, под пологом букового леса абсолютная влажность на 15—20% выше, чем на безлесных пространствах. Следовательно, при прочих равных условиях градиент влажности в карстовых полостях, заложенных в лесу, будет выше, чем на безлесных участках плато. Подобные различия можно выявить и для других элементов карстового рельефа. Определенное значение должны играть близость карстовой полости к южной или северной бровкам плато, ее положение на склонах разной экспозиции, на водоразделах и на днищах котловин, в карстовых воронках. Однако при наличии на территории Горного Крыма всего двух опорных метеостанций оценить количественное влияние этих факторов пока невозможно.

Кроме конденсации влаги, поступающей в карстовые полости извне, в крупных пещерах Крыма часто наблюдается местная конденсация в сужениях полостей, связанная с перераспределением запасов влаги в горном массиве, изменениями термодинамических характеристик воздушной массы при ее расширении и сжатии или при смешивании двух потоков воздуха с различной температурой, но 100%-й влажностью. Вследствие этих процессов образуются небольшие озера с объемом воды до 5.0 м^3 , однако роль их в водном балансе массива ничтожна.

Количество конденсационной влаги, формирующейся в карстовых полостях Крыма, можно определить из соотношения

$$Q = VJT(e_{\text{нас}} - e_{\text{подз}}),$$

где Q — количество конденсационной влаги, г; V — объем карстовых полостей, м^3 ; J — коэффициент воздухообмена, число раз/сут.;

T — продолжительность периода конденсации, сут.; $(e_{\text{наз}} - e_{\text{подз}})$ — разность влагосодержаний наземного и подземного воздуха, г/м³ (в интервале интересующих нас температур и давлений численно равна разности упругостей водяных паров, мм рт. ст.).

Объем карстовых полостей легко подсчитать по данным топографической съемки. Среднюю продолжительность конденсации в карстовых полостях разных типов можно получить из рис. 30. Остальные сведения содержатся в климатических справочниках (Ресурсы..., 1966) и приведены в табл. 2. Наибольшее количество влаги (65.3%) образуется в коррозионно-эррозионных полостях. Затем следуют коррозионно-гравитационные полости (28.6%). Наименьшее значение как конденсаторы имеют нивально-коррозионные формы (6.1%). Общее количество конденсационной влаги, образующейся в пещерах и пахтах, невелико и составляет всего 738.3 м³.

Однако конденсация влаги происходит не только в карстовых полостях, но и в недоступных для человека трещинно-карстовых коллекторах зоны аэрации. Имеющиеся в нашем распоряжении данные позволяют произвести приближенный расчет суммарного количества конденсационной влаги, образующейся в горных массивах Крыма. Площадь распространения карстующихся пород (без районов покрытого и полуоткрытого карста) — 866.0 км²; мощность зоны активного прохождения конденсации — 0.3 км (по средней глубине заложения карстовых полостей); объем пород, в которых происходит конденсация, — 259.8 км³; трещинно-карстовая пустотность (по гидрохимическим и геофизическим данным) — 3%, или 7.8 км³; коэффициент воздухообмена — 18 раз в сутки; разность $(e_{\text{наз}} - e_{\text{подз}}) = 2.3$ г/м³; продолжительность процесса конденсации — 148 суток. При этих исходных данных объем конденсационного стока в Горном Крыму составляет $4.8 \cdot 10^{-7}$ м³, или (в виде модуля стока) 1.77 л/сек. · км². Таким образом, модуль конденсационного стока Горного Крыма близок к модулю меженного конденсационного стока карстовых районов Югославии (1.80—3.00 л/сек. · км²; Jenko, 1959). Количество конденсационной влаги составляет 7.3% от годового и 16.5% от сезонного количества осадков. Если исходить из объема осадков, идущих на питание подземных вод (осадки минус испарение), то эта величина составит соответственно 14.6 и 90.0%. Близкая цифра получается и при расчете непосредственно от объема подземного стока. Если принять его равным 10 346 л/сек. (Ресурсы..., 1966), то величина конденсационного питания составит 14.8% (Дублянский, 1972).

Таким образом, можно считать установленным, что конденсация влаги в трещинно-карстовых коллекторах играет существенную роль в водном балансе Горного Крыма. Значительно сложнее определить значение конденсационных вод в балансе отдельных гидрогеологических районов и в питании конкретных источников. Для Краснопещерного гидрогеологического подрайона микрокли-

Таблица 18

**Структура стока
р. Краснолещерной, % от
годового стока**

типа питания	Периоды	
	меженный	паводковый
Инфильтрационный	0—2	70—80
Инфилюационный	3—5	15—25
Конденсационный	93—95	0—5

матический расчет за 1964—1966 гг. дал величину конденсационного стока 360 тыс. м³. Гидрогеологический расчет, основанный на допущении, что меженный сток р. Краснолещерной в бездождный период на 90% формируется за счет конденсационных вод, дал величину 385 тыс. м³. Водобалансовый расчет дал величину 390 тыс. м³ (Дублянский, Шутов, 1969). Хорошее совпадение результатов расчетов, выполненных независимыми методами, свидетельствует о правомерности сделанных допущений. Характерно, что величина конденсационного стока, рассчитанная микроклиматическим методом, в среднем на 6.5% ниже, чем по гидрологическому и балансовому методам. Это объясняется тем, что в расчеты была введена несколько заниженная величина трещинно-карстовой пустотности. Для района Красной пещеры установлено существование тесной связи (коэффициент корреляции $r=0.98 \pm 0.01$) между объемом конденсационных вод, образующихся в зоне аэрации, и расходом подземной реки в межень.

Соотношение разных видов питания для разных по геолого-структурным, орографическим и климатическим условиям участков горных массивов может быть различным. До организации стационарных наблюдений над режимом подземных вод непосредственно в карстовых полостях делать выводы об их абсолютной величине преждевременно. В качестве примера приведем лишь данные о структуре стока р. Краснолещерной (табл. 18).

**Колебания уровня и режим
карстовых вод**

Первые данные о сезонных колебаниях уровня карстовых вод в Крыму появились после экспедиции А. Демидова в 1837 г. Ее участник Гюо писал, что в ноябре—декабре пещеры Крыма наполняются водой до высоты 5—6 футов. Факты общего снижения уровня карстовых вод, выразившегося в осушении входов в пещеры Карабас-Башы и Красную, привел А. А. Крубер (1915). О колебаниях уровня воды в скважинах Байдарской до-

лины до 34 м писал М. В. Чуринов (1959). Е. А. Зуброва (1959) признавала возможность сезонных изменений единого уровня воды на восточных яйлах до 100 м. С. А. Ковалевский предполагал, что в послеледниковый период происходит снижение карстового уровня, достигающее 1 м за 10 лет (1966).

В масштабе геологического времени в Горном Крыму, как и во всех карстовых районах мира, происходит постепенное снижение уровня подземных вод, связанное с поднятиями горного сооружения и изменениями положения базисов эрозии. Это не означает, однако, катастрофического понижения уровней карстовых вод в историческое время. В связи с отсутствием режимных наблюдений в карстовых полостях весьма недостоверны и разовые наблюдения за расходами вытекающих из них источников. При коэффициентах неравномерности расхода, составляющих 500—600, а в отдельных случаях даже > 1000 , единичные замеры, выполненные, как правило, в период летней межени, не характеризуют ни среднего, ни тем более многолетнего стока данного источника. Режимные наблюдения на источниках Южного берега Крыма (Неклюдов, 1969) не фиксируют снижения их уровней или изменения средней водообильности за последние 40—50 лет.

Нивелировка горизонтов высоких вод показала, что значительные колебания уровня воды происходят во всех звеньях карстовых водоносных систем. В пещерах и шахтах-понорах они достигают 13 м (Партизанская — 1.5, Солдатская — 2.0, Джурла — 4.0, Каскадная — 13.0 м), во вскрытых пещерах — 5 м (Мира — 2.0, Эгиз-Тинах-I и II — 3.0, Эмине-Баир-I — 5.0 м), в пещерах-источниках — 8.5—10.0 м (Узунджа — 1.5, Нассонова — 3.0, Карабу-Баша и Джур-Джур — 5, Аянская — 6.0, Красная — 7.0, Ени-Сала-III — 8.5, Кирилловская — 10.0 м). Наибольший для Горного Крыма подъем уровня отмечен в Скельской пещере-источнике (45 м), что совсем немного по сравнению с другими пещерами Альпийской складчатой области (в пещере Луир во Франции в августе 1961 г. зафиксирован подъем уровня воды на 320 м; Trimble, 1968).

Режим карстовых вод Горного Крыма изучен недостаточно и в основном для источников Южного берега — от Алупты до мыса Аия. Установлено, что колебания расходов источников с запаздыванием от суток до нескольких месяцев повторяют колебания осадков. По этому признаку выделяются источники флюационного, смешанного и фильтрационного классов. Высказывалось предположение, что некоторые источники (Скельский, Аянский, Краснопещерный) формируются за счет расходования водных запасов предыдущих лет (Гидрогеология СССР, 1970). Недостатком этих материалов является отсутствие непрерывной регистрации изменений расходов источников. Это не позволяет проанализировать особенности дебегания волны паводка и оценить наиболее интересные для карстовых вод декадный, суточный и часовой расход источников. Неясным остается и механизм формирования волны паводка

внутри карстового массива, что дает основания для различных гипотетических построений (Неклюдов, 1969).

В настоящее время детальный анализ режима карстовых вод возможен только для Краснолещерного гидрогеологического подрайона.

Областью питания р. Краснолещерной является Долгоруковский горный массив, в пределах которого выделен Краснолещерный гидрогеологический подрайон. В южной части его развиты смятые в складки оксфорд-кимериджские конгломераты и песчаники с прослоями известняков (водосбор инфильтрационного питания), а в центральной и северо-восточной частях — разбитые тектоническими нарушениями на блоки толстослоистые и неслоистые титонские известняки (водосборы инфильтрационно-инфилтративного питания). Начинаясь у контакта слабо и хорошо карстующихся пород шахтой-понором Провал, Красная пещера принимает под землей ряд притоков и представляет собой своеобразную дрену, собирающую сток с площади 10.4 км². Интенсивность поверхностного закарстования плато Долгоруковского массива мала (11—30 воронок на 1 км²). Здесь обнаружено 18 карстовых полостей пивально-коррозионного и коррозионно-эрзационного происхождения, наибольшие из них имеют глубину 120—140 м и непосредственно связаны с Красной пещерой. Климатические условия Краснолещерного подрайона характеризуются по материалам метеостанции Караби, расположенной в 14 км к востоку в сходных физико-географических условиях. Для контроля использовались данные по суммарному осадкомеру ОСК-2 над Красной пещерой и по осадкомеру Третьякова у гидрологического поста. Среднее многолетнее количество осадков с поправкой на смачивание и выдувание составляет 893 мм, испарение с поверхности грунта — 462 мм, конденсация в трещинно-карстовых коллекторах — 41 мм. Отток на питание более глубоких водоносных горизонтов отсутствует.

Таким образом, величина питания р. Краснолещерной, определенная балансовым методом, равна 472 мм, что соответствует модулю стока 15.0 л/сек.·км². Фактический модуль стока р. Краснолещерной по данным 7 лет наблюдений равен 15.4 л/сек.·км² (ошибка составляет 2.7%). Следовательно, Краснолещерный подрайон по всем показателям может служить натурным аналогом для оценки особенностей режима карстовых вод других районов Горного Крыма.

Характерной особенностью режима р. Краснолещерной является обилие паводков, проходящих как в холодный (в среднем 9 раз), так и в теплый сезон (в среднем 3 раза). Средняя продолжительность периода с расходами выше многолетнего (0.15 м³/сек.) для холодного сезона 70 дн. (40%), а для теплого — 19 дн. (10%). Коэффициент изменчивости стока по абсолютному максимуму и минимуму составляет 1433. Продолжительность прохождения пика паводка обычно не превышает 2—3 час., а сохранение максимальных расходов достигает нескольких дней. Расчет кривой

Таблица 19

Режим карстовых вод Красногорского гидрогеологического подрайона в теплый и холодный периоды

Количество осадков, мм	Спад или подъем паводка			Глубокая межень		
	число дней с осадками			число дней с осадками		
	1—2	3—4	>4	1—2	3—4	>4
Теплый период (V—X)						
До 10	0	—	—	0	0	—
10—30	—	+	+	0	—	—
> 30	—	++	++	—	+	++
Холодный период (XI—IV)						
Количество осадков, мм	Дождевой паводок			Снегово-дождевой паводок		
	число дней с осадками			число дней с осадками		
	1—2	3—4	>4	1—2	3—4	>4
До 10	0	0	—	0	—	—
10—30	—	+	+	+	+	++
> 30	+	+	++	++	++	++

Приложение. Изменения режима: «0» — не происходят; «—» — прекращается спад паводка или увеличивается расход (на 0.001—0.010 м³/сек.); «+» — увеличивается расход (на 0.01—0.20 м³/сек.); «++» — резко увеличивается расход (на 0.2—3.0 м³/сек.).

спада паводка по Буссинеску—Майэ в условиях Горного Крыма невозможен, так как коэффициент истощения α непостоянен во времени. Для Красногорского подрайона с достаточной точностью ($\mp 8\%$) можно пользоваться эмпирической формулой

$$Q = 1.6t^{-0.9},$$

где t — время от прохождения пика паводка, сут.; Q — расход, м³/сек. Особенности режима р. Красногорской удобнее характеризовать по периодам (табл. 19).

Теплый период (май—октябрь). После схода снежного покрова ход паводка и его абсолютная величина определяются количеством и интенсивностью выпавших осадков. Осадки, выпавшие в количестве до 30 мм за 1—2 сут. или до 10 мм за 2—4 сут., полностью расходуются на испарение. Если грунт был промочен ранее, что бывает на спаде или на подъеме паводка, то увеличение расхода потока вызывают не только осадки в 30—40 мм, но и осадки до 10 мм, выпавшие за 3—4 дня. Наиболее значительные пики паводка возникают при выпадении 30—40 мм осадков за 3—4 и более дней, а абсолютный максимум расходов в теплый сезон (8.6 м³/сек.) наблюдается при выпадении обильных осадков после начавшегося спада предыдущего паводка. Меженный сток

поддерживается в основном конденсационными водами, составляющими 8.7% годового объема стока и свыше 60% объема стока за теплый сезон.

Холодный период (ноябрь—апрель). Дождевые паводки, проходящие при температуре выше нуля, схожи с паводками теплого сезона. В связи с хорошей увлажненностью почвы для их возникновения требуется меньшее количество дней с осадками. Паводки характеризуются распластанными или сдвоенными кривыми расходов. Снеговые паводки проявляются резкими пикиами уже при запасах влаги в снеге 10—15 мм. Между среднесуточной температурой воздуха на Караби и сдвинутыми на один день максимальными расходами р. Краснопещерной имеется четкая связь, выражаемая эмпирическим уравнением

$$Q = 0.003t^{3.25} + 0.135.$$

Наиболее бурные и продолжительные паводки формируются при наложении даже небольших по величине жидких осадков на снеготаяние. Именно в этой ситуации наблюдается максимальный подъем уровня воды в пещерах или даже излияние ее из обычно сухих входов. Время добегания атмосферных осадков меняется от 15—30 сут. в межень до 0.5—1.5 сут. в паводок.

Спелеологические исследования позволили получить представление о внутреннем строении Краснопещерной карстовой водоносной системы. На нижнем этаже Красной пещеры известно несколько сотен проточных озер разной глубины, разделенных уступами в коренных известняках высотой до 20 м и натечными плотинами высотой до 4 м. В межень в них зарегулировано около 20 тыс. м³ воды — своеобразный «мертвый объем» этой системы. В паводок происходит значительный подъем уровня воды в озерах, составляющий в среднем 1.5—2.5 м, а на отдельных участках и в катастрофические паводки — 6—7 м. При обычной для паводков скорости добегания, равной одним суткам, емкость водоносной системы Красной пещеры можно приближенно считать равной суточному объему стока, который для среднего по величине паводка (суточный расход 1.3 м³/сек.) составляет 90—100 тыс. м³ на подъеме и 10—12 тыс. м³ на его спаде. По данным топографической съемки площадь дна первого этажа Красной пещеры на ее известном участке длиной 6.9 км составляет 34 тыс. м². Непройденная часть полости между пещерой-понором Провал и пятым Обвальным залом имеет длину около 3.6 км. Отсюда вероятная общая площадь первого этажа не менее 50 тыс. м². По данным нивелировок горизонтов высоких вод на стенках пещеры емкость ее может меняться от 10 тыс. м³ в межень до 100—300 тыс. м³ в паводок.

Изложенное показывает, что для определения особенностей режима карстовых вод Горного Крыма нет необходимости в допущениях о крупных регулирующих емкостях в глубине горных массивов. Они находят вполне удовлетворительное объяснение

при учете количества и вида атмосферных осадков, интенсивности их выпадения на водохранилищах с инфильтрационным и инфлюационным типами питания, количества конденсационной влаги, формирующейся в трещинно-карстовых коллекторах, особенностей движения карстовых вод под землей в приразломных трещиноватых зонах и карстовых полостях. В связи с этим, очевидно, назрел вопрос о постановке специальных исследований режима карстовых водоносных систем Крыма с разработкой методики расчленения гидрографов рек карстового питания. На них должны выделяться сток инфильтрационного, инфлюационного и конденсационного питания, «мертвые» объемы, зарегулированные в понижениях русел пещерных рек, и «регулировочные» объемы, величина которых зависит от величины паводка.

Скорость и характер движения карстовых вод

В литературе, опубликованной до 1958 г., сведения о скорости движения карстовых вод Крыма отсутствуют. В 1958—1972 гг. произведено более 50 определений скорости движения воды в различных пещерах. Наиболее высокие скорости (до 3.0 м/сек.) наблюдаются в сужениях русел подземных водотоков. Средние по величине скорости (до 0.3 м/сек.) получены методом Хьюлстрема—Буркхардта (Burkhardt, 1958). Эти данные характеризуют условия размыва, транспорта и отложения пещерного аллювия на значительных участках подземных русел длиной 50—200 м. Наименьшие скорости получены при окрашивании воды флуоресцеином (до 0.05 м/сек.). Эти данные характеризуют участки подземных водотоков длиной от 200 до 6000 м, т. е. в ряде случаев от места поглощения до места разгрузки, поэтому их можно рассматривать как средние истинные скорости движения карстовых вод.

Между расходом (x , м³/сек.) и скоростью движения карстовых вод (y , м/сек.) существует достаточно тесная связь (коэффициент корреляции 0.85 ± 0.04), которую можно выразить уравнением

$$y = 0.19x^{0.22}.$$

Анализируя режим карстовых источников, можно сделать выводы относительно распределения скоростей и энергии подземных потоков в разные сезоны. В Красной пещере скорость движения воды меняется в широких пределах — от 0.002 м/сек. в глубокую межень (5 XII 1958, расход 0.006 м³/сек.) до 0.250—0.390 м/сек. (12 V 1964, расход 6.110 м³/сек., 25 V 1967, расход 8.640 м³/сек.). Иначе говоря, в паводок скорость потока в $2.0 \cdot 10^2$ а масса в $1.7 \cdot 10^6$ раза больше, чем в межень. Это определяет колоссальную живую силу и транспортирующую энергию подземных потоков в паводок.

Средняя скорость подземных потоков в 30—40 раз меньше средней скорости поверхностных водотоков в межень и в 100—120 раз — в паводок. В то же время скорость и энергия потоков на отдельных участках пещер вполне сопоставимы с аналогичными показателями поверхностных потоков. Тurbулентный характер движения воды в пределах верхних гидродинамических зон подтверждается анализом особенностей движения окрашенной флюоресцентной воды (Дублянский, 1971) и гидродинамическими расчетами (число Рейнольдса варьирует от $2 \cdot 10^3$ до $3 \cdot 10^7$; Штенгелев, 1972).

Значительные скорости движения карстовых вод не способствуют очищению воды от всех видов загрязнения, поэтому особое значение приобретают меры санитарной охраны области питания, в частности охраны карстовых полостей, где формируются конденсационные и движущиеся инфильтрационные воды.

Температура карстовых вод

До последнего времени сведения о температуре карстовых вод ограничивались данными по источникам (Гидро-геология СССР, 1970). Отдельные замеры температуры воды в пещерах приведены в работах А. А. Крубера (1915), П. М. Васильевского и П. И. Желтова (1932). В различных водопунктах она составляла 8.0—11.2°C.

В 1958—1974 гг. было проведено систематическое изучение температуры всех водопоявлений в карстовых полостях Крыма. Их температура не обнаруживает закономерной связи с высотой местности и определяется морфологией и микроклиматом пещер и их атмосферы. Особенно четко это проявляется в непроточных водоемах, температура воды в которых в среднем 6.1°C (при диапазоне колебаний 4.5—8.8°C). В холодный период озера, находящиеся в при входовой части пещер, могут охлаждаться до температуры, близкой к 0°. Проточные водоемы имеют среднюю температуру 9.5°C, близкую к температуре стенок полостей в «нейтральной» зоне при диапазоне колебаний 8.3—10.2°C.

В зависимости от условий питания подземных вод формирование их температуры происходит по-разному. Наиболее высокую температуру имеют водотоки со значительными площадями инфильтрационного питания (Аян — 10.0°C, Ени-Сала-III — 10.0°C, Насонова — 10.2°C). Водотоки, имеющие инфильтрационное питание, характеризуются более низкой температурой, меняющейся в различные сезоны (Узунджа — 9.0—9.2°C, Желтая — 8.4—8.8°C, Красная — 8.8—10.1°C). В Красной пещере в теплый период вниз по потоку происходит плавное нарастание температуры воды от 7.0°C в пещере-поноре Провал до 10.2°C в источниках у входа. Это соответствует горизонтальному градиенту 0.09°/100 м. Резкие изменения температуры воды в подземном потоке наблюдаются

только после впадения притоков инфильтрационного питания, имеющих небольшой расход и значительно более высокую (на 0.6—1.0°C) температуру (рис. 33).

Аналогичные закономерности безусловно существуют и в формировании температурного режима периодических водотоков в пещерах и шахтах-попорах. К сожалению, сток в них наблюдается только после снеготаяния, когда исследования сопряжены в чрезвычайным риском. Поэтому пока имеются лишь отдельные данные, свидетельствующие о постепенном прогреве поступающих с поверхности инфильтрационных вод. Например, в сентябре 1959 г. температура воды в шахте-попоре Ход Конем на Чатырдаге составляла 6.9°C на глубине 50 м, 8.8°C — на глубине 70 м, 9.1°C — на глубине 175 м и 9.4°C — на 195 м. Детальные термодинамические и гидрохимические исследования подземных потоков позволяют установить специфику карбонатного спелеолитогенеза на разных участках карстовых полостей, производить расчеты их расхода и минерализации по формулам смешивания.

Очень интересные данные о температуре трещинно-карстовых вод получены при проходке Ялтинского гидротоннеля (Комплексные изыскания..., 1971). Для каждого участка с водопроявлениями в карбонатной толще характерен свой температурный режим. Средняя температура воды изменяется с 9—10°C на глубине 200 м до 15—16°C на глубине 800—900 м от поверхности, что связано как с геотермическим градиентом, так и с экзотермическими реакциями окисления сульфидов.

Гидрохимия карстовых вод

В опубликованной литературе имеется много данных о химическом составе карстовых вод Горного Крыма. М. В. Чуринов, И. Г. Глухов и С. В. Альбов относят их к типу пресных гидрокарбонатных кальциевых (Гидрогеология СССР, 1970). При изучении карстовых полостей Крыма были получены обширные (более 800 анализов) материалы по гидрохимии карстовых вод (Дублянский, 1971; Шутов, 1971).

Атмосферные осадки, выпадающие в жидким виде, имеют минерализацию от 9 до 100 мг/л при пестром химическом составе, зависящем от направления ветра. При ветрах восточных и северо-восточных румбов они имеют преобладающий гидрокарбонатный кальциевый, южных румбов — гидрокарбонатный натриевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриевый и хлоридно-сульфатный натриевый состав. Осадки, выпадающие в виде снега, имеют преимущественно хлоридно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав и пеструю минерализацию — от 5 до 105 мг/л. Средняя и раба для западной части Горного Крыма характеризуется гидрокарбонатным натриево-кальциевым составом при общей минерализации 43.4 мг/л. При прохождении через кроны деревьев и почву

атмосферные воды обогащаются ионами Ca и SO_4 , а затем приобретают устойчивый гидрокарбонатный кальциевый состав и в 3—5 раз увеличивают минерализацию.

Инфильтрационные и конденсационные воды на данном этапе изучения гидрохимии практически разделить невозможно. Судя по анализам капели в карстовых полостях на глубине 10—100 м от поверхности, они имеют довольно выдержаный гидрокарбонатный кальциевый состав при средней минерализации 315.5 мг/л.

Лед и снег карстовых полостей имеют гидрокарбонатный кальциевый, сульфатно-гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав при минерализации от 9.7 до 355.5 мг/л. Средняя проба имеет гидрокарбонатный натриево-кальциевый состав при минерализации 127.8 мг/л.

Инфлюационные воды формируют свой состав еще на поверхности. Для них характерны воды гидрокарбонатного кальциевого типа со средней минерализацией 289.7 мг/л.

Карстовые озера коррозионно-котловинного, котловинно-аккумулятивного и плотинного типов имеют устойчивый гидрокарбонатный кальциевый состав при средней минерализации 278.2 мг/л.

Подземные водотоки характеризуются весьма однообразным гидрокарбонатным кальциевым составом и средней минерализацией 342.7 мг/л.

Карстовые источники имеют преимущественно гидрокарбонатный кальциевый состав при средней минерализации 408.0 мг/л. Он формируется под влиянием смешивания в различных пропорциях всех упомянутых выше видов вод. Химический состав и минерализация отдельных групп источников варьируют в зависимости от площади области питания, характера питания, состава карстующихся пород. Наряду с наиболее распространенными источниками гидрокарбонатного кальциевого типа, имеющими среднюю минерализацию 408.0 мг/л (93%), в Горном Крыму встречаются источники гидрокарбонатного магниево-кальциевого типа с минерализацией 412.0 мг/л (4%) и сульфатно-гидрокарбонатного кальциево-магниевого типа с минерализацией 670.0 мг/л (3%). Условия формирования этих вод подробно рассмотрены Ю. И. Шутовым (1971).

Трещинные воды Горного Крыма до последнего времени очень слабо изучены. В обводненных приразломных зонах Байдарской долины на глубине 100—200 м от поверхности были вскрыты гидрокарбонатные кальциевые воды с минерализацией около 400 мг/л, на глубине 300—600 м — гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 400—600 мг/л, на глубине >600 м — сульфатно-гидрокарбонатные натриевые и гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией > 600 мг/л.

Уникальные возможности для изучения гидрохимической зональности карстовых массивов Горного Крыма представила проходка Ялтинского гидротоннеля (Комплексные изыскания..., 1971).

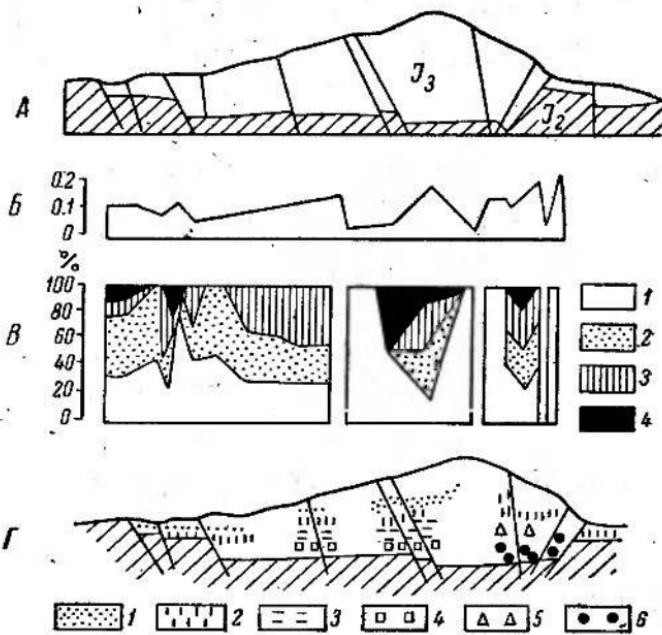


Рис. 31. Схематический гидрологический и гидрохимический разрез Ялтинского горного массива в районе гидротоннеля (Комплексные изыскания..., 1971).

А — структурная схема массива; Б — распределение модулей открытой трещиноватости; В — распределение трещинных водопроницаемостей по единовременным дебитам, л/сек.: 1 — до 0,01, 2 — 0,01—0,09, 3 — 0,1—0,9, 4 — > 1,0; Г — гидрохимический разрез: 1 — гидрокарбонатные кальциевые воды; 2 — гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды; 3 — сульфатно-гидрокарбонатные натриевые воды; 4 — гидрокарбонатно-сульфатные натриевые воды; 5 — сульфатные кальциево-магниевые воды; 6 — сульфатные на-триевые воды.

В верхней части карбонатного разреза были встречены пресные гидрокарбонатные кальциевые, гидрокарбонатные магниево-кальциевые, гидрокарбонатные натриево-кальциевые воды с минерализацией 400—500 мг/л, обнаруживающие тесные генетические связи с инфильтрационными водами на склонах массива. В средней и нижней частях известняковых блоков были вскрыты изолированные струи гидрокарбонатно-сульфатных натриевых, гидрокарбонатно-сульфатных магниево-натриевых, сульфатных натриевых вод с минерализацией около 1000, 1500 и >2100 мг/л. Формирование сульфатных вод Ялтинского массива происходило в результате взаимодействия богатых кислородом и углекислотой поверхностных вод с обогащенными циритом и марказитом известняками (Шутов, 1971). Общее представление о гидрохимической зональности Ялтинского массива дает рис. 31.

Материалы изучения гидрохимии Горного Крыма позволяют перейти к оценке интенсивности карстового процесса. В литературе известно несколько расчетных формул (Родионова, Корбеля, Гамса, Пулины, Уильямса, Чикишева и др.), которые по сути

отличаются только размерностями входящих в них величин. Их можно обобщить в виде давно известного в гидрологии уравнения ионного стока:

$$R_i = AQC,$$

где R_i — ионный сток (г/сек., т/год, м³/год);

Q — сток через расчетный створ (м³, м³/сек., мм, л/сек·км²);

C — содержание основных ионов или солей (мг/л, мг/экв., градусы жесткости); A — коэффициент размерности.

В дальнейшем величину ионного стока относят либо к объему карстового массива (интенсивность карстового процесса, % за 1000 лет), либо к его площади (карстовая денудация, мк/год).

Имеющиеся данные об интенсивности карстового процесса в Горном Крыму получены по материалам маршрутных наблюдений и весьма противоречивы (0.08% — Родионов, 1949; 0.00002% — Глухов, 1957). Более точные расчеты, выполненные на основании осреднения свыше 1000 анализов подземных вод, дают для отдельных горных массивов величину 0.004—0.015% за 1000 лет или 21.8 мк/год (Дублянский, 1971). Эти показатели могут в основном использоваться при сравнении. При изучении интенсивности карстовых процессов крупных районов удается выявлять широтную зональность и высотную поясность в их проявлениях, устанавливать связи между интенсивностью развития карста и морфологией карстовых форм (Sweeting, 1972), проводить районирование карста (Pulina, 1974), сравнивать интенсивность карстового процесса по специальной десятичной шкале (от >10 до <0.0001% за 1000 лет; Максимович, 1963). Иногда эти данные можно использовать и для предварительных количественных расчетов. При среднем показателе активности карстового процесса для Горного Крыма 0.007%/1000 лет и продолжительности антропогена в средних цифрах 1 млн лет суммарный вынос CaCO₃ составит 7% от полного объема Главной горной гряды. Это понятие включает современный объем известняков до уровня эрозионных врезов (254 км³), объем карстовых котловин и эрозионно-карстовых ложбин (13.4 км³), а также объем карстовых воронок и просадок (0.05 км³). Все эти данные легко получить на основании анализа топографических материалов и специальных карстологических съемок.

Формирование химического состава подземных вод начинается непосредственно с поверхности плато и сопровождается образованием поверхностных макро-, мезо- и микроформ. На их долю приходится 5.05%, а на долю подземных форм — 1.95% полного объема гряды.

Таким образом, объем карстовых полостей, сформированных на протяжении антропогена, должен составлять 7.3 км³, или 2.9% современного объема Главной гряды. Эта величина хорошо совпадает с геофизическими данными (3%) и используется нами при определении конденсационного стока как расчетная.

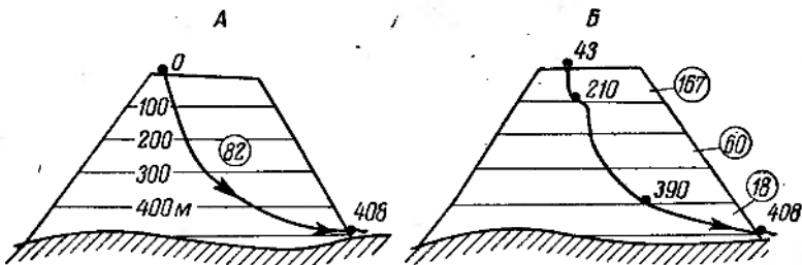


Рис. 32. Схема расчетов градиентов выщелачивания в Горном Крыму.

А — минерализация нарастает пропорционально увеличению путей фильтрации; Б — минерализация нарастает неравномерно. Цифры у точек — средняя минерализация на данной глубине, мг/л; цифры в кружках — градиент вертикального выщелачивания, мг/л·100 м.

Однако на сегодняшнем уровне развития карстологии необходима не только интегральная, но и дифференциальная характеристика хода закарствования в пространстве и во времени. Приведенные выше расчеты исходят из предположения, что минерализация карстовых вод нарастает пропорционально увеличению пути фильтрации. Для карстового массива с инженерной мощностью известняков 500 м градиент вертикального выщелачивания по этой модели составляет 82 мг/л·100 м (рис. 32, А). Используя имеющиеся в нашем распоряжении данные о минерализации различных видов карстовых вод на разной глубине от поверхности, можно перейти к более совершенной модели расчета. В верхней части зоны эпигидрогенеза градиент вертикального выщелачивания составляет 167, а нижней — 60, а в зоне гидрогенеза (Максимович, 1963) — всего 18 мг/л·100 м (рис. 32, Б). Изучение изменения минерализации вниз по подземным потокам пещер Красная, Ени-Сала-III, Желтая, Джур-Джур и Узунджа, а также гидрохимические исследования в шахтах-понорах хребта Алек на Западном Кавказе показали, что градиент горизонтального выщелачивания в зоне гидрогенеза составляет от +3.3—+0.5 (растворение) до —0.1——17.4 мг/л·100 м (отложение карбонатного материала). Особенно детально этот вопрос был изучен в Красной пещере, где в 1966—1969 гг. непосредственно под землей было выполнено более 200 химических анализов (Дублянский и др., 1967).

На фоне общего понижения минерализации воды вниз по потоку прослеживаются участки, где она резко возрастает (рис. 33). В большинстве случаев такие участки совпадают с разломными зонами, по которым происходит подток CO_2 , нарушающий установившееся карбонатное равновесие. Термодинамические расчеты, выполненные Ю. И. Шутовым, показали, что в непосредственной близости от зоны тектонических нарушений подземные воды приобретают агрессивность и потому интенсивно растворяют как коренные по-

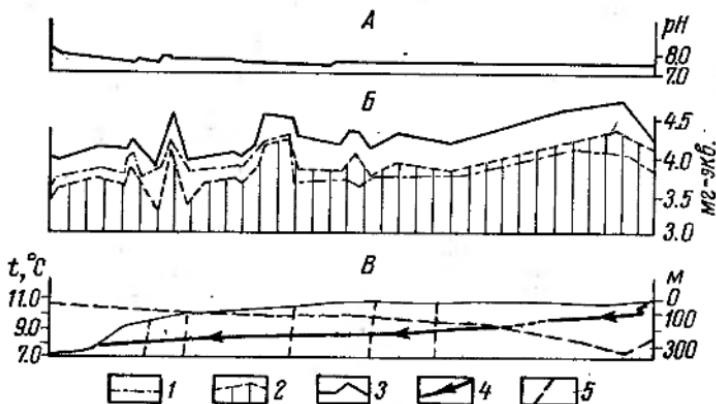


Рис. 33. Комплексный гидрохимический профиль Долгоруковского массива.

A — изменение рН. *B* — график Бродского. Ионы: 1 — Ca+Mg; 2 — HCO₃; 3 — Na+K, SO₄+Cl. *C* — продольный топографический профиль и график температуры: 4 — подземный водоток; 5 — тектонические нарушения.

роды, так и натечные образования. На участках между разломами происходит снижение минерализации и формирование различных карбонатных новообразований субаквального типа. Минерализация воды в источниках в межень обычно на 10—20% ниже, чем в основании зоны эпигидрогенеза. В паводок минерализация подземных потоков возрастает от области питания до области разгрузки.

Таким образом, наиболее активное коррозионное развитие карста происходит в верхней части зоны вертикальной циркуляции (зона эпигидрогенеза) и в зоне сезонных колебаний уровней карстовых вод (зона гидрогенеза). Количественные расчеты пока возможны только для Краснопещерного гидрологического подрайона (табл. 20). Изучение гидрохимии отдельных карстовых водоносных систем дает важные данные об их генезисе, связях с другими карстовыми полостями и источниками района, позволяет объяснить многие особенности морфологии пещер и их заполнителя. Это направление исследований, по которому сделаны только первые шаги.

В табл. 20 в интегральной форме уже учтена сезонность процессов растворения, связанная с резкими изменениями расходов и минерализации подземных потоков в межень и паводок. Градиент вертикального выщелачивания в верхней части зоны эпигидрогенеза в межень составляет 200—300 мг/л·100 м, а в паводок всего 12—15 мг/л·100 м. В зоне гидрогенеза горизонтальный градиент выщелачивания в межень обычно отрицателен (в среднем —2.0 мг/л·100 м), а в паводок повышается до +0.6 мг/л·100 м. Однако маршрутные наблюдения не могут вскрыть динамику процессов карстообразования на протяжении года. Поэтому в 1972 г. Ю. И. Шутовым и автором были проведены полустанционные исследования Краснопещерного подрайона с еженедель-

Таблица 20

Объем карстовых пустот, формирующихся в разных гидрогеохимических зонах Красногородского подрайона

Гидрогеохимическая зона	Межень		Паводок		Всего	
	м ³ /год	%	м ³ /год	%	м ³ /год	%
Эпигидрогенеза (верх)	21	7.3	140	49.2	161	56.5
Эпигидрогенеза (низ)	4	1.4	25	8.8	29	10.2
Гидрогенеза	11	3.7	85	29.2	96	33.3
Всего . . .	36	12.4	250	87.2	286	100.0

ным отбором проб на химический анализ. Данные 1972 г. по всем показателям (температура воздуха, количество осадков, расход р. Красногородской) были близки средним многолетним характеристикам Долгоруковского массива.

На основании анализа комплексного графика (рис. 34) установлено, что по условиям питания подземных вод Красногородского подрайона можно выделить 4 периода: сработки запасов, накопленных после осенних паводков (ХII—II, 62 дня); снегового паводка (II—III, 44 дня); инфильтрационно-инфлюационного питания (III—IV, X—XII, 91 день); конденсационно-инфлюационного питания (V—X, 168 дней); средняя минерализация р. Красногородской (за вычетом минерализации атмосферных осадков) в 1972 г. составляла 186 мг/л. В течение года наблюдались ее колебания от 170 мг/л (снеготаяние, дожди) до 200 мг/л (летняя межень).

Ионный сток реки Красногородской в 1972 г. в среднем составлял 26 г/сек. (820 т/год) или, в перерасчете на объем, 304 м³/год известняков. Из них 73% выносится в холодный (X—III) и 27% — в теплый (IV—IX) периоды. Максимальная интенсивность карстового процесса отмечается во время весенних паводков (за 40 дней выносится около 30% годовой массы карбонатного материала) и во время осенних ливней (за 60 дней выносится 32%). Удельный вынос карбонатного материала минимальный в период конденсационно-инфилтратионного питания (0.4 м³/сут.) и в период сработки запасов воды, накопленных после осенних ливней (0.5 м³/сут.). В периоды весеннего и осенного инфильтрационного питания он возрастает с 1.4 до 1.9 м³/сут. (максимум в период весенних снегодождевых паводков).

Величина ионного стока в течение года меняется настолько резко, что расчеты интенсивности карстового процесса, выполненные по маршрутным наблюдениям, могут отличаться друг от друга более чем на порядок (0.003% — в межень, 0.073% — в паводок). Это свидетельствует о необходимости весьма осторожных срав-

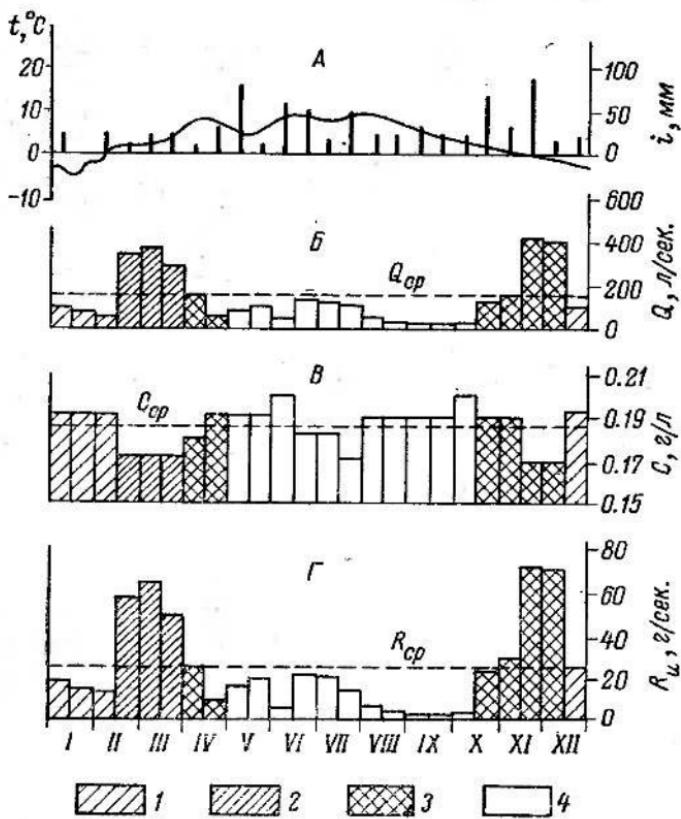


Рис. 34. Годовой ход температуры воздуха и атмосферных осадков (A), расхода (Б), минерализации (В) и ионного стока (Г) в Краснопещерском гидрологическом подрайоне. Виды питания: 1 — сработка запасов, накопленных при осенне-зимних ливнях; 2 — снеготаяние; 3 — инфильтрационно-инфлюкционное питание; 4 — конденсационное питание.

нений опубликованных в литературе данных. На типичных источниках следует организовать режимные наблюдения за расходом и минерализацией подземных вод. Без этого невозможны достаточно точные количественные расчеты и рациональное использование карстовых вод.

Возраст карстовых полостей

Палеогидрология Горного Крыма изучена слабо (Альбов, 1961; Иванов, 1965, 1969). При палеогидрологических реконструкциях обычно применяются две группы методов: структурного палеогидрологического анализа и изучения результатов геологической деятельности подземных вод (жильных

образований, метасоматических изменений в горной породе и др.). В карстовых областях для этой цели можно использовать результаты изучения карстовых полостей, являющихся порождением движущихся в пределах горного массива подземных вод (Дублянский, 1971).

Время и гидрогеологические условия формирования карстовых полостей Горного Крыма оценивались различными исследователями по-разному. В. Ф. Пчелинцев (1927) отмечал древность отдельных карстовых полостей, а позже высказал предположение, что «к началу титона система карстовой гидрографии Крыма уже сложилась во всех своих частях» (1962, с. 100). М. В. Муратов связывал формирование Варнунтской, Байдарской и Салгирской котловин «с процессами эрозии или карстом титонского времени» (1960, с. 100). М. В. Чуринов (1961) полагал, что развитие карстовых систем началось во время позднемиоценовых поднятий и активизировалось в конце позднего плиоцена. Наконец, М. В. Муратов и Н. И. Nikolaev (1941), выдвинув идею о корреляции уровней речных террас и пещер, признали, таким образом, антропогеновый возраст последних.

На основании материалов комплексного изучения карстовых полостей Крыма можно выделить 5 основных этапов их развития (Дублянский, 1966).

Поздний оксфорд — ранний альб. Во время рорак-секванской, позднекиммериджской, раннетитонской и средневаланжинской регрессий Главная гряда представляла собой невысокую (200—300 м) островную сушу с невыработанной эрозионной сетью. В то время началось вытеснение из верхней части карбонатной толщи седиментационных вод, вероятно, сопровождавшееся образованием небольших подземных карстовых форм. Согласно В. В. Бронгулееву и Е. А. Успенской (1959), поверхность оксфорд-лузитанских известняков несет следы древней эрозионной деятельности и докиммериджского карста. При проходке Ялтинского гидротоннеля в известняках арговия обнаружены погребенные карстовые воронки, выполненные песчанистыми алевролитами, песчаниками, полимиктовыми конгломератами и известняками секванского возраста (Комплексные изыскания..., 1971). В грубо-слоистых известняках арговия и секвана задокументировано около 100 мелких (0.6×2 —3 см), средних (4 —8 \times 10 см) и крупных (до $6 \times 30 \times 250$ см) каверн. Часть из них была сухой (55%), часть (45%) обводненной с капельными, капельноструйчатыми и редко струйчатыми водопритоками. Каверны заполнены кальцитом и кальцитово-глинистыми отложениями, а в единичных случаях — гипсом. Распределение их по разрезу тоннеля весьма неравномерное. Б. Н. Иванов полагает, что это реликты полостей, проработанных подземными водами в течение внутриоксфордского и позднекиммериджского перерывов в осадконакоплении. Вероятно, с позднекиммериджским—раннетитонским континентальным перерывом связано и отложение бокситов на закарстованной

поверхности оксфордских известняков массива Басман—Кермен (Геология СССР, 1969).

Во время поздневаланжинской—готерив-барремской трансгрессии вытеснение седиментационных вод из толщи верхнеюрских отложений прекратилось. Глинистые отложения этого возраста известны на нижних плато, выполняют эрозионные долины на северных склонах Главной гряды (Муратов, 1960), однако отсутствуют в карстовых полостях на склонах горных массивов. Это свидетельствует о том, что на позднеоксфордском—раннеальбском гидрологическом этапе не существовало условий для развития подземного карста. Сравнительно небольшие карстовые формы, возникавшие во время континентальных перерывов, были полностью уничтожены или заполнены отложениями трансгрессирующих морских бассейнов.

Средний альб—средний миоцен. Главная гряда представляла собой невысокую расчлененную на периферии сушу (Муратов, 1960). Формирование структурно-денудационного рельефа гряды происходило на фоне периодических поднятий (конык, дат, конец палеоценена и эоценена, олигоцен, нижний миоцен) и опусканий (верхний альб, сеноман, турон, кампан, начало палеоценена и эоценена). Область развития верхнеюрских отложений не перекрывалась морскими осадками, поэтому достоверных данных для реконструкции ее палеогеографических условий нет. Очевидно, в то время происходило интенсивное оттеснение минерализованных седиментационных вод из верхней части карбонатной толщи мощностью до 100—150 м, формирование всевозможных поверхностных и сравнительно мелких подземных карстовых форм. В приразломных трещинных зонах отдельных массивов (Чатырдаг, Караби) существовали условия, благоприятные для глубинного закарстования субтермальными (40—50°C) водами и образования исландского шпата.

Масштабы развития среднемиоценовой и сарматской трансгрессий в Горном Крыму неясны. На поверхности и в карстовых полостях Главной гряды палеонтологически доказанные морские нижнесарматские отложения не обнаружены. Споры и пыльца представлены только антропогеновыми формами. Поэтому более вероятно, что выровненные поверхности нижних плато являются не абразионными (Муратов, 1960), а структурными карстово-денудационными поверхностями (Иванов, 1965). Формировавшиеся в то время карстовые полости были уничтожены процессами денудации. Останцы сталагмитовых кор, известные на многих участках Ай-Петринского, Никитского и Чатырдагского массивов, указывают на древние направления подземного стока, позволяют реконструировать фрагменты древней эрозионной сети нижних плато.

Сведения об интенсивности процессов денудации в карстовых областях мира немногочисленны. Величина денудационного выравнивания земной поверхности в различных карстовых районах

Альпийской складчатой области составляет в среднем 0,05 мм/год. При продолжительности второго этапа окруженно 100 млн лет мощность уничтоженных за это время известняков могла составить 300—500 м. Их активной денудации в палеогене—неогене мог способствовать более влажный и теплый климат, индикатором которого являются красноцветные продукты гумидного гипергенеза на нижних яйлах (Добровольский, 1965).

Поздний миоцен—поздний плиоцен. В начале этого этапа Горный Крым представлял собой холмистую гряду, слабо расчлененную эрозионной сетью. Позднесарматское, позднепонтическое и позднеплиоценовое поднятие прерывались слабыми меотическим, раннепонтическим, киммерийским и куяльницким опусканиями (Муратов, 1960). Суммарный итог поднятий третьего периода — примерно 1000 м. В результате возникли условия для интенсивного вытеснения седиментационных вод из средней, а местами и из нижней части верхнеюрской карбонатной толщи и промывки ее пресными инфильтрационными водами. Судя по находкам в позднемиоценовых и позднеплиоценовых отложениях Крыма пра-верблюда, мастодонта, антилопы, в то время там господствовал климат с жарким летом, влажной, но беснежной зимой. На структурно-денудационном рельфе плато формировалась эрозионная сеть и генетически связанные с нею поддолинные водоносные системы. В состав наиболее древних из них входили ныне обособленные вскрытые пещеры Крубера, Кастере, Монастырь-Чокрак, Большой Бузлук, Мира — на Караби, Геофизическая, Трехглазка и Мисхорская — на Ай-Петри. Полная реконструкция этих древних направлений стока сейчас невозможна. В пользу их заложения не ранее конца неогена говорят находки в пещерах Крыма животных, представляющих реликты неогеновой фауны (Левушкин, 1965). Изотопный анализ свидетельствует о вероятном среднеплиоценовом возрасте натеков некоторых пещер Караби (Галимов, 1965). Следовательно, время заложения вмещающих их полостей досреднеплиоценовое.

Формирование карстовых водоносных систем продолжалось в среднем и позднем плиоцене. Они тяготеют к крупным субмеридиональным эрозионным врезам, где располагаются системы подрусловых полостей Гугерджин-Бинбаш — на Чатырдаге, Эгиз-Тинах-I, II, III — на Караби. На отдельных участках долин закладываются пещеры и шахты-поноры (Суук — на Чатырдаге, Аверкиева — на Долгоруковском, Гвоцедецкого — на Карабийском массивах). Обнаруженные в заполнителе шахты-понора Аверкиева и вскрытой пещере Эгиз-Тинах-III местонахождения позвоночных позднеплиоценового возраста позволяют датировать их как допозднеплиоценовые образования.

Одновременно с формированием начальных и средних звеньев карстовых водоносных систем на плато происходит проработка их конечных звеньев — пещер-источников. В Горном Крыму известно 34 пещеры-источника на северном и 15 — на южном

склонах. 60% этих полостей расположено на высоте 700—1300 м и не обнаруживают никаких связей с речными террасами. На высоте 300—700 м располагается всего 20 полостей, 14 из них — обводненные, продолжающие формироваться полости. Это не позволяет говорить о прямых геоморфологических связях пещер и речных террас. Лишь для Красной пещеры удалось доказать определенную связь с террасами. Шесть ее этажей, имеющие среднее превышение один над другим 5—10 м, по находкам костеносной брекции и фауны позвоночных позднеплиоценового—раннеплейстоценового возраста на VI и V и позднеплейстоценового—голоценового возраста на II этажах синхронизируются с 6, 5 и 2 террасами р. Салгир. Однако на протяжении всего своего развития Красная пещера была «подвешена» в борту Долгоруковского массива, и ее этажи, отставая в своем углублении в карбонатную толщу от долины Салгира, никогда непосредственно не смыкались с его террасами (Бачинский, Дублянский, 1968; рис. 35).

В пользу преимущественно антропогенного возраста Красной пещеры и других коррозионно-эрэозионных полостей Долгоруковского, Карабийского и Чатырдагского массивов свидетельствуют и их уклоны. Известно, что в ходе плиоцен-антропогенного водового поднятия произошел «перекос» горного сооружения к северу. Для района Салгирской котловины суммарный результат всех движений в послеальбское время фиксируют полого падающие на север (под углом до 15°) аптские и альбские глинисто-песчаниковые отложения. Если бы в известняках Главной гряды существовали досреднеплиоценовые водоносные системы, то они бы увеличили свой первичный уклон, обусловленный гидродинамическими факторами, на 10—15°. Между тем уклон галерей Красной пещеры составляет всего 1°36'.

Пещеры южного склона Главной гряды также находятся в гипсометрически неопределенном отношении к речным террасам. Большинство их тяготеет к приразломным зонам. Пещеры Висячая, Мисхорская и Медовая, состоящие из двух и трех этажей, представляют собой древние пещеры-источники, частично уничтоженные при формировании южнобережного обрыва.

Ранний плеистоцен — средний плеистоцен. В завершающую стадию водовых поднятий Главная гряда была выведена на абсолютную высоту 1200—1500 м. Поднятия и общее похолодание способствовали установлению умеренного климата со снежными зимами. Это усилило поверхностное закарстование и привело к распаду эрозионной сети нижних плато на изолированные водосборы. При формировании карстовых котловин происходило вскрытие древних водоносных систем (Бинбаш на Чатырдаге). Во входных колодцах вскрытых пещер обнаружены местонахождения позвоночных среднеплейстоценового—позднеплейстоценового возраста (Медвежья, Крубера, Монастырь-Чокрак, Эмине-Баир-II). На наиболее благоприятных для накопления и стаивания снега участках происходило зало-

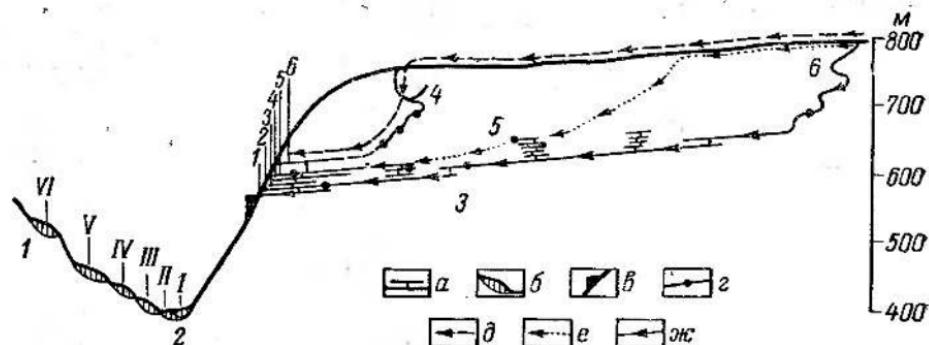


Рис. 35. Схема развития этажей Красной пещеры (1—6) и террас р. Салгир (I—VI).

1 — левый борт долины р. Салгир; 2 — дно долины у с. Сорокино; 3 — Долгоруковский массив; 4 — шахта-попор Аверкиева; 5 — Красная пещера; 6 — шахта-попор Провал.
 а — этажи пещеры; б — аккумулятивный комплекс террас; в — луговая площадка у входа в пещеру; г — места палеозоологических находок; д—ж — направления подземного стока: д — в среднем—позднем плiocене, е — в позднем плiocене—раннем плейстоцене, ж — в среднем плейстоцене—голоцене.

жение нивально-коррозионных полостей, а в конце этапа — и карстовых воронок. Это привело к дальнейшему рассредоточению поверхностного стока и не благоприятствовало образованию новых карстовых водоносных систем. Заложенные ранее системы продолжали развиваться за счет регressiveного обезвоживания нижних частей их поверхностных питающих водосборов (рис. 35).

Поздний плейстоцен — голоцен. Главная гряда имела облик, близкий к современному. За счет усиления фронтальной деятельности в начале периода увеличилось количество осадков, особенно выпадающих в холодный период. На верхнем плато возникали перелетовывающие снежники, а возможно — и небольшие карровые ледники. Общее понижение температуры в горах Крыма привело к изменениям в фаунистическом составе позвоночных из пещерных местонахождений. Здесь появились костные остатки олена, песца, альпийской галки, клушицы. Спелеофауна обогатилась стенотермными и влаголюбивыми формами (Левушкин, 1965).

Похолодание привело к массовому образованию на плато нивально-коррозионных колодцев и шахт. Они использовали единые для всех горных массивов направления тектонической трещиноватости и имели совершенно вертикальные стволы, что свидетельствует об их формировании после завершения сводовых поднятий. Некоторые колодцы и шахты вскрыли древние карстовые водоносные системы. В этом случае в них обнаружены местонахождения позвоночных голоценового возраста (Геофизическая, Мира, Большой Бузлук, Кастре и др.). Условия для питания ранее сформированных пещерных систем продолжали ухудшаться, так как они теряли инфлюационные водосборы, преобразующиеся за счет развития поверхностного закарстова-

ния в водосборы с «распыленным» инфильтрационным питанием. Исключение представляет Красная пещера, питающаяся с водосборов, сложенных некарстующимися породами. Кроме того, благоприятные условия для формирования новых водоносных систем довольно больших размеров возникли в основании северного склона верхнего плато Чатырдага. При таянии снежников и ледников здесь формировались шахты-поноры и вскрытые пещеры системы Вялова.

У выходов источников на поверхность при наличии благоприятного сочетания различных геохимических барьеров формировались известковые туфы. В прибрюзовочной части плато и на крутых обрывах Главной гряды продолжали оформляться полости коррозионно-гравитационного класса. Время заложения отдельных из них можно оценить по возрасту известняковых отторженцев (Геология СССР, 1969).

Как видно из приведенного краткого очерка, на протяжении всей геологической истории Горного Крыма формирование его подземных полостей происходило за счет местных источников питания. Наиболее древние из них входят в состав водоносных систем, формирование которых происходило на фоне сводовых поднятий позднего миоцена—позднего плиоцена. Самые молодые — это обводненные коррозионно-эрзационные полости, входящие в состав современных водоносных систем, нивально-коррозионные полости на плато и коррозионно-гравитационные полости на склонах горных массивов. Темп формирования всех карстовых полостей Крыма контролировал изменения его климатических условий на протяжении плиоцена—антропогена. Особенно четко это видно на примере нивально-коррозионных полостей. Ранее отмечалось, что полости этого класса представлены вертикальными колодцами и шахтами глубиной от 5 до 90 м, лишены поверхностных питающих водосборов и формируются за счет коррозионного воздействия талых снеговых вод со средней скоростью 75 мк/год. Это позволило перейти от кривой распределения нивально-коррозионных полостей по глубине (табл. 6) к кривой распределения по абсолютному возрасту. Подобные кривые для полостей, расположенных на разной высоте и на различных элементах рельефа девяти карстовых массивов Крыма, оказались практически одинаковыми. Поэтому для дальнейшего анализа можно использовать сводную кривую распределения, предварительно подвергнув ее линейному стягиванию методом скользящих средних (рис. 36). На кривой распределения нивально-коррозионных полостей имеется ряд максимумов, которые весьма четко увязываются с кривой оледенения, построенной с учетом периодических колебаний элементов земной орбиты (Зубаков, 1968). Отсутствие пиков, соответствующих вюрму-2, объясняется тем, что нами исследовались карстовые колодцы глубже 5 м. Этот пик проявляется, если учесть наличие в горах Крыма большого количества карстовых воронок, также отно-

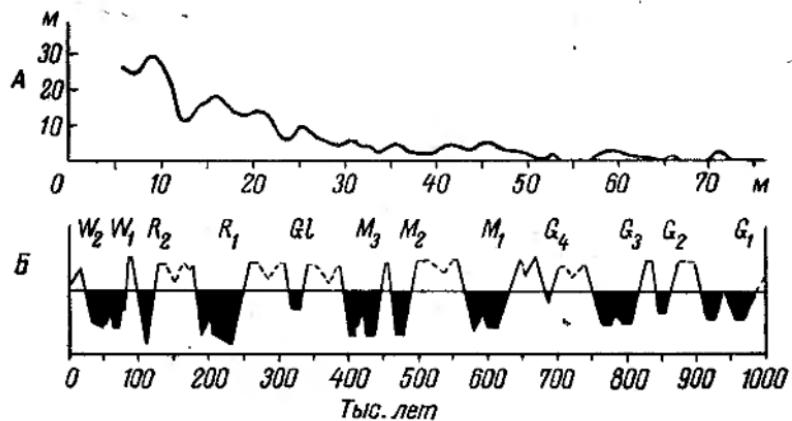


Рис. 36. Распределение нивально-коррозионных полостей Крыма по глубине (A) и кривая оледенения (по В. А. Зубакову, 1968; Б).

сиящихся к нивально-коррозионным образованиям. Очень хорошо прослеживаются пики, соответствующие оледенениям рисс-2, рисс-1, миндель-3; миндель-1, гюнц-4, гюнц-3. Несколько хуже, с небольшой сдвигкой во времени, фиксируются оледенения глюч, миндель-2, гюнц-2, гюнц-1 (вторая фаза). Дополнительные пики, не имеющие аналогов в оледенениях, соответствуют климатическим минимумам межледниковых периодов (глюч—рисс-1, миндель-1, миндель-2, гюнц-4—миндель-1). Коэффициент корреляции между пиками глубин колодцев и шахт нивально-коррозионного происхождения, а также пиками оледенений составляет 0.98 ± 0.01 . Дальнейшее их сопоставление пока затруднительно и требует привлечения новых полевых материалов. Пока можно говорить о том, что в периоды с более холодным и увлажненным климатом происходило более активное заложение полостей этого класса.

Гидрогеологическое районирование и гидродинамическая зональность

Новые данные об условиях формирования и движения, температуре и химическом составе подземных вод Горного Крыма свидетельствуют о чрезвычайной сложности оценки условий их залегания и гидрогеологического районирования. Горному Крыму обычно присваивается ранг области, включающей бассейны трещинно-карстовых вод (Гордиевич и др., 1963). И. Г. Глухов (1964) относил Горный Крым к мегабассейну, в состав которого входят структуры второго порядка — мезобассейны. В пределах мезобассейнов по структурному и орографическому признакам выделялись гидрогеологические области,

районы и подрайоны. В основу районирования были положены представления о сплошной прокарстованности верхнеюрской толщи до водоупора. И. Г. Глухов считал, что породы водоупора образуют субширотный водораздел, разделяющий мезобассейн на области стока северного и южного склонов. В их пределах по субмеридиональным понижениям водоупора выделяются 27 гидрогеологических районов.

М. В. Чуринов (1959), напротив, полагал, что в кровле водоупорного цоколя прослеживается широкая субширотная синклинальная структура с рядом поперечных к ее оси синклинальных и антиклинальных структур второго порядка. Наибольшая из них, высотой до 250 м, показана на месте Ай-Тодор-Симеиз-Бойкинского погружения, выделенного И. Г. Глуховым.

Для восточных горных массивов Е. А. Зуброва (1959) на основании анализа высотного расположения источников построила карту гидроизогипс (рис. 37, A), согласно которой карстовые воды, залегающие в центре массивов на глубине 100—200 м, растекаются к их периферии.

Критерием правильности схем гидрогеологического районирования является водобалансовый расчет. В Горном Крыму при этом возникал ряд трудностей. Их обобщенным выражением обычно было превышение сумм расходных частей уравнения водного баланса над приходными, вынуждающее расширять область питания за счет смежных поверхностных водосборов или горных массивов. Только отсутствие фактических данных об испарении, конденсации, паводковом стоке крупнейших карстовых источников позволило И. Г. Глухову (1957) и М. В. Чуринову (1959) путем ряда допущений увязать приходную и расходную части водного баланса юго-западного Крыма. Еще большие трудности возникают при расчетах по отдельным гидрогеологическим районам и при определении модулей поверхностного и подземного стока. В зависимости от того, каких взглядов на особенности формирования стока придерживаются авторы расчета, модуль стока р. Краснопещерной составляет 39.40 (1940 г.), 6.95 (1957 г.), 18.30 (1964 г.) и 30.94 (1964 г.) л/сек·км². Модули стока рр. Биюк-Карасу, Аян, Хастабаш оцениваются совершенно нереальными цифрами — 397, 492 и даже 767 л/сек·км² (Ресурсы..., 1966, с. 103).

Эти противоречия вынудили авторов тома «Гидрогеология СССР» (1970) применить более общий принцип гидрогеологического районирования. В пределах провинции мегантиклиниория Горного Крыма ими выделены два синклиниория, состоящих из районов питания, распространения и разгрузки карстовых вод. Такой подход, не снимая всех прежних противоречий, порождает новые, так как работами последних лет бесспорно установлено, что склоны горных массивов являются на значительной площади не областью разгрузки, а областью питания подземных вод (Шутов, 1971).

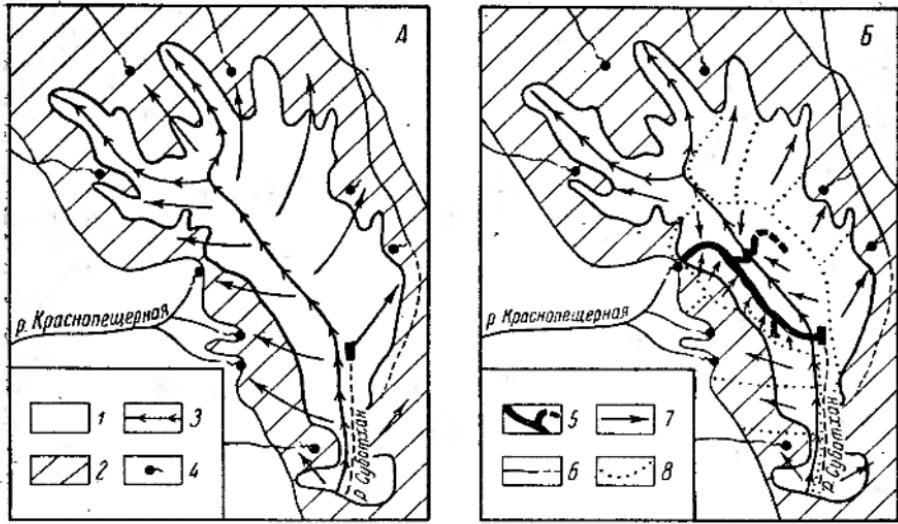


Рис. 37. Схема движения подземных вод на Долгоруковском массиве.

A — по Е. А. Зубровой (1959), **B** — по автору. 1 — закарстованное плато; 2 — склоны, опущенные поверхностью карстовых форм; 3 — главные водоразделы на плато; 4 — источники; 5 — проекция обводненных галерей Красной пещеры; 6 — периодические и постоянные водотоки; 7 — направления движения подземных вод; 8 — контуры подземных водохранилищ.

На основании анализа всех материалов комплексных исследований Горно-Крымской карстовой области можно сделать вывод о том, что гидрогеологическое районирование по орографическим водоразделам или по поднятиям цокольного водоупора не соответствует чрезвычайно сложным условиям избирательного закарствования и обводненности горных массивов Крыма. В их пределах формируются не обычные артезианские, а цокольные водораздельные карстовые бассейны (Максимович, 1969а). Сплошное прокарстование верхнеюрских известняков до водоупора может быть допущено лишь для отдельных участков Главной гряды. Цокольная аргиллито-песчаниковая толща, так же как и уровень Черного моря, не является базисом карстования. Рельеф кровли водоупора не определяет направлений стока карстовых вод. В разбитой на блоки карбонатной толще формируются карстовые водоносные системы различных размеров, локализующиеся в трещинных зонах вдоль крупных тектонических нарушений. Наибольшая обводненность и закарствованность обычно фиксируются в опущенных блоках на расстоянии до 100 м от сместителя нарушений. Сами зоны нарушений обычно являются своеобразными подземными барражами, разделяющими блоки с различными гидрогеологическими свойствами. Это определяет обычное для Горного Крыма несовпадение поверхностных и подземных водохранилищ и дает основание рассматривать в качестве гидрогеологических подрайонов крупные блоки, ограни-

ченные тектоническими нарушениями. Основой районирования должна являться кондиционная крупномасштабная структурно-геологическая съемка, дополненная геофизическими исследованиями с обязательным интерпретационным бурением, комплексными карстологическими и гидролого-гидрогеологическими исследованиями (Дублянский, 1971).

К сожалению, в целом по Горному Крыму условия для проведения такого районаирования пока отсутствуют. В качестве ключевого участка для иллюстрации расчетных возможностей предлагаемой схемы гидрогеологического районирования может быть использован Краснопещерный подрайон Демерджи-Долгоруковского массива. Расчет его водного баланса был приведен выше.

Весьма сложна и пока далека от разрешения проблема гидродинамической зональности карстовых массивов. За рубежом, где спелеологические исследования обычно предваряли гидрогеологические работы, общепринято двучленное деление горных массивов на водознную (безнапорную, со спорадическим обводнением) и фреатическую (напорную, со сплошным обводнением) зоны (Trombe, 1952; Corbel, 1957; Jenko, 1959; Gèse, 1965; Trimble, 1968; Sweeting, 1972, и др.). В новейшей гидрогеологической литературе под влиянием советской научной школы все чаще используются более дробные трех-, пятичленные схемы гидродинамической зональности (Kessler, Rónaki, 1968, и др.). В СССР, где активные карстологические исследования начаты только в конце 50-х гг. XX столетия, наблюдается обратная тенденция. Детальные схемы гидродинамической зональности, включающие 5—7 подразделений (Гвоздецкий, 1954; Д. С. Соколов, 1962; Максимович, 1963, и др.), в конкретных карстовых районах (Штенгелев, 1972) и при проведении инженерно-гидрогеологических изысканий (Бабушкин и др., 1972) часто упрощают, сводя к двум-трем подразделениям. С гидродинамических позиций сейчас признается наиболее обоснованным выделение первых трех зон по Д. С. Соколову (1962): зоны аэрации (в основном нисходящее движение инфильтрационных и инфлюационных вод), зоны сезонных колебаний уровня карстовых вод (нисходящее и субгоризонтальное движение карстовых вод), зоны полного насыщения (движение воды под напором к гидрографической сети первого и второго порядков; Бабушкин и др., 1972, с. 16).

Современным представлениям о гидрогеологии карстовой области Горного Крыма наиболее соответствует схема гидродинамической зональности, отдельные элементы которой разработаны сотрудниками ИМР (Шутов, 1971; Дублянский, 1971; Штенгелев, 1972). По мнению автора, в разрезе карстовых массивов следует выделять три главные зоны с несколькими подзонами и участками (рис. 38).

I. Зона аэрации. На различных массивах имеет мощность 200—700 м. Здесь происходит формирование карстовых

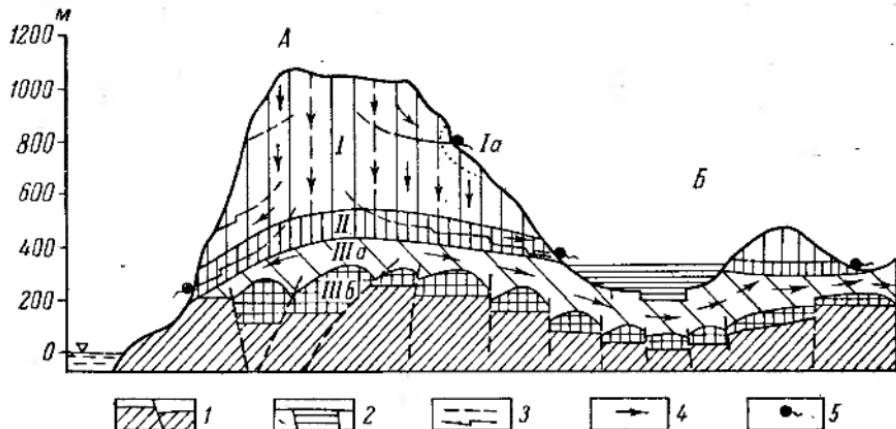


Рис. 38. Схема гидродинамической зональности подземных вод Горного Крыма.

A — для цокольных водораздельных, *B* — для склоновых карстовых бассейнов. *I* — зона аэрации, *Ia* — участки подпитывания поверхностью и подземными водами; *II* — зона сезонных колебаний уровней; *III* — зона полного насыщения; *IIIa* — подзона интенсивной фильтрации, *IIIb* — подзона замедленной фильтрации. 1 — цокольный водоупор ($T_3 + J_1$); 2 — покровный водоупор (K_1); 3 — современные и древние карстовые водоносные системы; 4 — направления движения подземных вод; 5 — карстовые источники.

вод за счет слияния поверхностных инфильтрационных и инфлюационных вод и конденсации. В средней части склонов горных массивов имеются участки поглощения поверхностного и подземного стока, за счет которых происходит усиленное инфлюационное питание карстовых вод (Шутов, 1971). В пределах зоны содержится до 10% общего объема подземных вод. Они имеют минерализацию 200—400 мг/л, почти исключительно гидрокарбонатный кальциевый состав и температуру 6—8° С. Воды этой зоны отличаются чрезвычайно высокой скоростью (0.002—0.150 м/сек.) и характеризуются турбулентным режимом. Здесь располагаются все коррозионно-гравитационные, нивально-коррозионные и большая часть коррозионно-эрзационных полостей, относящихся к верхним звеньям карстовых водоносных систем, а также малые системы, питающие участки поглощения (рис. 38, *Ia*) и реликты древних водоносных систем.

II. Зона сезонных колебаний уровней. Имеет мощность 10—100 м. Питание вод этой зоны осуществляется за счет притока из зоны аэрации, а также конденсации. Здесь развиты гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 300—500 мг/л. Скорость их движения примерно такая же, как в зоне аэрации. Температура достигает 8—12° С. В пределах зоны содержится до 90% общего объема подземных вод, причем 10% поступает из зоны аэрации. Разгрузка происходит в источниках нижнего пояса склонов. Здесь располагаются все пещеры-источники,

имеющие вид наклонных или сифонных каналов. В пределах зон I и II формируется родниковый сток, который определяет водообильность рек Крыма.

III. Зона полного насыщения. Располагается ниже зоны II. Ее верхняя поверхность имеет сложную линзообразную форму, а нижняя определяется рельефом водоупора. В ее пределах целесообразно выделить две подзоны.

IIIа. Подзона интенсивной фильтрации. Имеет мощность от десятков до нескольких сотен метров. Трещинно-карстовые воды на участках развития известняков не имеют напора, либо приобретают его только в изолированных системах трещин. В пределах блоков, перекрытых нижнemеловыми отложениями, характеризуются напорным режимом фильтрации. Имеют минерализацию 500—600 мг/л, гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав при температуре 12—14° С. Воды движутся к участкам перетекания в другие водоносные горизонты (меловой, палеогеновый, аллювиальный четвертичный), а в отдельных карбонатных блоках юго-западного Крыма, вероятно, и к субмаринным зонам разгрузки. В пределах зоны содержится около 10% общего объема подземных вод Главной гряды (Шутов, 1971). Оценка емкостных свойств и запасов трещинно-карстовых вод отдельных блоков пока невозможна. Среднее значение коэффициента гравитационной водоотдачи для северной периферии Агармышского массива составляет $2 \cdot 10^{-3}$, коэффициент упругой водоотдачи — $3 - 6 \cdot 10^{-4}$ при коэффициенте водопроводимости 220—480 м²/сут. (Штенгелев, 1972). Емкостные запасы трещинно-карстовых вод могут быть использованы путем откачки на большие понижения в летнеосеннюю межень с восстановлением уровня в паводок (метод подземного магазинирования). Определенные перспективы имеет разведка зон перетока в другие водоносные горизонты.

IIIб. Подзона замедленной фильтрации. Имеет мощность 20—200 м, охватывает центральную часть карбонатных блоков. Минерализация воды 800—8000 мг/л, тип гидрокарбонатно-хлоридный натриевый, гидрокарбонатно-сульфатный натриевый, сульфатный натриевый, хлоридный натриевый. Температура воды 14—16° С. Скорость движения воды весьма замедлена. Разгрузка происходит по зонам тектонической трещиноватости. В пределах зоны содержится около 0.1% общего объема подземных вод. Статические ресурсы трещинно-карстовых вод при вскрытии выработками быстро (за 2—4 месяца) срабатываются. При этом происходят существенные изменения в минерализации и химическом составе вод за счет подтока менее минерализованных вод подзоны IIIа (Комплексные изыскания..., 1971). Значения для водоснабжения не имеют, однако есть перспективы использования вод этой зоны как минеральных.

Между выделенными гидродинамическими зонами, подзонами и участками имеются очень сложные связи, меняющиеся в межень.

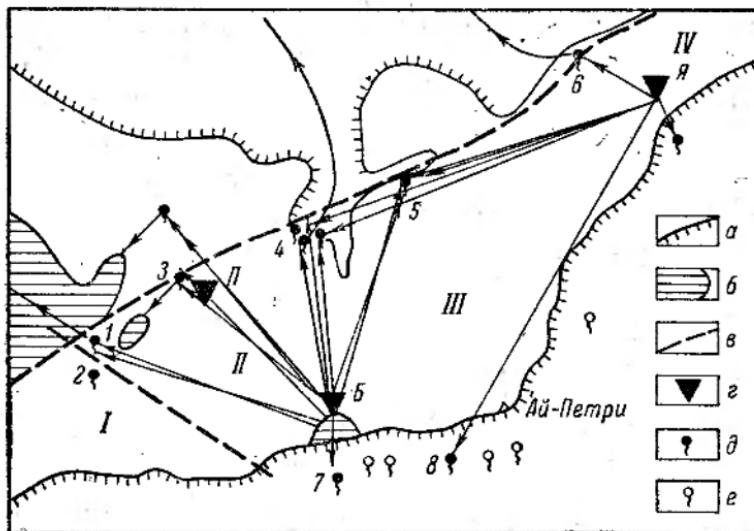


Рис. 39. Схема проведения индикаторных опытов в западной части Горного Крыма. Горные массивы: I — Западно-Айпетринский, II — Центрально-Айпетринский, III — Восточно-Айпетринский, IV — Ялтинский. а — контур яйлы; б — некарстующиеся отложения; в — основные тектонические нарушения; г — места запуска красителя; д — места выхода красителя; е — источники, в которых краситель не зафиксирован. II — шахта-понор Пестовского; Б — понор Бештекие; Я — понор Яузалар. 1 — Скельский источник; 2 — Скельская пещера; 3 — пещера Узунджа; 4 — Желтая пещера; 5 — источник в Большом каньоне; 6 — источник Карстовый; 7 — источник Чахыл-Чокрак; 8 — источник Хастабаш.

и паводок. Великолепная иллюстрация тому — многочисленные опыты с окрашиванием поверхностных и подземных потоков флюресцеином.

В 1958—1974 гг. сотрудники ИМР и Ялтинской инженерно-гидрогеологической партии Министерства геологии УССР провели свыше 30 индикаторных опытов. Краска, запущенная в поноры поля Бештекие (рис. 39), появилась почти во всех источниках на северных склонах Ай-Петринского массива, вдоль крупного сброса, приводящего в соприкосновение различные ярусы верхнеюрских карбонатных, а в отдельных случаях и среднеюрских водоупорных отложений. Кроме того, она была зафиксирована в одном небольшом источнике на южном склоне, в источниках верховьев р. Бага и в каньоне Черной речки. Самая интенсивная окраска, как и предполагалось, отмечена в Скельском источнике. Не окрасилась вода в основных источниках южного склона, а также в Скельской пещере за Скельско-Спирадским разломом. Этот эксперимент уточнил границы Западного, Центрального и Восточного Ай-Петринских районов и подтвердил идею о гидравлической изолированности блока Скельской пещеры от источника того же названия (Головцын и др., 1966). Одновременно было доказано существование крупной

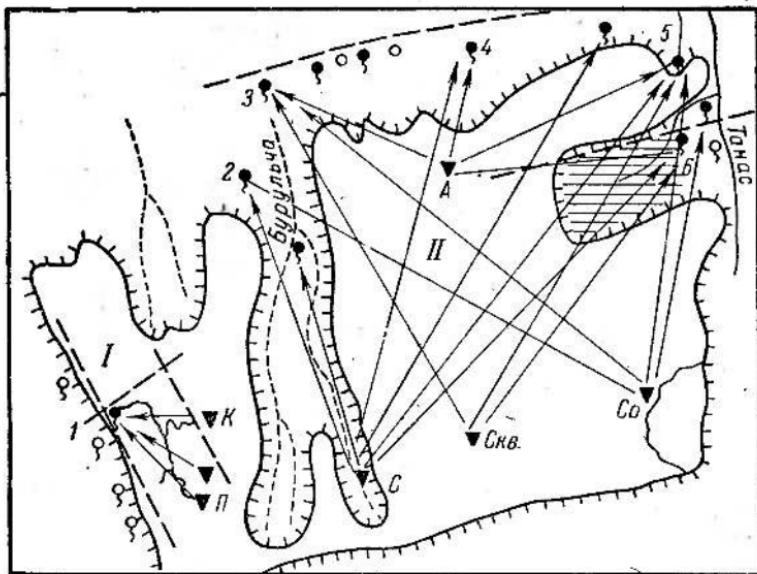


Рис. 40. Схема проведения индикаторных опытов в восточной части Горного Крыма.

Горные массивы: I — Цемерджи-Долгоруковский, II — Карабийский. Условные обозначения те же, что и на рис. 39. Места запуска красителя: II — пещера-понор Провал; I — поноры в Калан-Байрской котловине; С — понор на р. Суат; Скв. — буровая скважина; Со — шахта-понор Солдатская; А — понор в балке Араман. Места выхода красителя, источники: 1 — Краснопещерный, 2 — Васильки, 3 — в с. Межгорье, 4 — Арман, 5 — Карасы-Баши, 6 — в с. Свободном.

карстовой водоносной системы, связанной со Скельским источником, и наличие перетока воды из I, через II в IIIа гидродинамическую зону под некарстующимися отложениями Байдарской котловины.

Окрашивание шахты-понора Пестовского в балке Ховалых подтвердило существование небольшой по размерам склоновой водоносной системы в районе Узунджинской пещеры. Наконец, двукратное окрашивание поноров в верховьях балки Яузлар показало, что воды Ялтинского массива разгружаются на северном и южном склонах Ай-Петринского массива, а также проникают в зону IIIа, вскрытую при проходке Ялтинского гидротоннеля. Таким образом, на западных яйлах индикаторные опыты существенно уточнили представления М. В. Чурикова о направлениях движения подземных вод.

На восточных яйлах картина получилась менее четкая (рис. 40). Многочисленные опыты с окрашиванием в районе Красной пещеры показали, что источники, расположенные к западу от разлома, проходящего вдоль Долгоруковского массива (Головцын и др., 1966), не окрашиваются ни при каких гидрологических ситуациях. Окрашивание со дна шахты Солдатской (500 м от поверхности), в скважине на южной оконечности Караби и

в поноре на р. Суат показали наличие «перекрецивания» стока на разной глубине от поверхности. Как и на Ай-Петринском массиве, здесь выявила главенствующая роль в переориентировании подземного стока мощных субширотных нарушений на севере, у тектонического контакта верхнеюрских известняков с глинами, песчаниками и конгломератами горерив-баррема. Однако пути движения подземных вод к главному «фокусу» разгрузки — источнику Карабу-Бапи пока остаются неясными.

Индикаторные опыты, проведенные в различных районах Крыма, свидетельствуют о том, что идеи сторонников «единого уровня» и «изолированных водотоков», обычно рассматриваемые как альтернативные, в соответствии с законами диалектики, очевидно, представляют собой пример взаимопроникновения противоположностей. Ключ к пониманию противоречивой гидродинамики карста может дать теория нестационарной фильтрации жидкости в трещинно-пористой среде. Согласно Г. И. Баренблатту, Ю. П. Желтову и А. Бану, карстовые коллекторы представляют среду с «двойной пористостью» (Бабушкин и др., 1972). Карбонатные блоки между крупными разломными зонами характеризуются преимущественно поровой водопроницаемостью, а зоны трещиноватости близ разломных зон — трещинной водопроницаемостью. Проницаемость, обусловленная системой трещин и карстовых полостей, значительно больше проницаемости блоков, хотя их суммарный объем намного меньше объема всех пор и мелких внутриблочных трещин. При стационарном движении блоки можно считать вообще непроницаемыми. Сток четко канализирован, при окрашивании «работают» только главные карстовые водоносные системы и краска поступает в несколько основных точек разгрузки. При резком изменении давления в системах связанных между собой трещин быстро происходит перераспределение напоров, а между водой, заполняющей пористый блок и трещинами, возникает скачок давления. Исчезновение скачка происходит в результате перетока части воды из блока в трещину или в обратном направлении. Длительность этого процесса зависит от размеров блоков, их проницаемости, а также сжимаемости жидкости и порового пространства. При достижении квазистационарного состояния течение становится эквивалентным течению однородной жидкости в обычной пористой среде. В это время и происходит широкий разнос красителя по многим источникам района.

Очевидно, что анализ результатов опытов с окрашиванием в Горном Крыму следует проводить с учетом специфики фильтрации в трещинно-поровых средах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные материалы представляют собой итог 15-летнего комплексного исследования карстовых полостей Горного Крыма, большинство из них — совершенно новые, до сих пор неизвестные науке географические объекты. Это определяет значение первых, в основном маршрутных, исследований, в ходе которых с разной детальностью изучены их морфология, микроклимат, отложения, гидрогеологические особенности.

Одним из основных теоретических итогов проведенных исследований следует считать разработку морфогенетической классификации карстовых полостей. На основании анализа условий формирования карстовых пещер и шахт Крыма, в ряде случаев опирающегося на материалы изучения наземных гидрогеологических стационаров, выделены три класса карстовых полостей. Коррозионно-гравитационные, нивально-коррозионные и коррозионно-эрзационные полости достаточно четко отличаются друг от друга по условиям заложения, размерам, типам питания (табл. 21). Предлагаемая классификация не только объясняет особенности морфологии, гидрогеологии, микроклимата, распределения отложений в полостях разного происхождений, но и позволяет прогнозировать их.

Изучение пещер и шахт Альпийской складчатой области юга СССР и ее платформенного обрамления, а также анализ отечественной и зарубежной литературы по проблеме спелеогенеза позволяют считать, что эта классификация может применяться и в других областях развития горного карбонатного и сульфатного карста. При этом в нее могут быть внесены изменения и уточнения, учитывающие местные условия развития закарствования. Примером такой конкретизации, которая, очевидно, приведет в ближайшие годы к созданию единой для всей территории СССР унифицированной классификации, являются многие доклады, прочитанные в феврале 1975 г. на Всесоюзном совещании «Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований».

Наиболее ясной представляется в настоящее время проблема формирования коррозионно-гравитационных и нивально-корро-

зионных полостей. Они образованы и располагаются в пределах одной гидродинамической зоны (аэрации), имеют четкую геоморфологическую локализацию, сравнительно небольшие размеры и небогатый набор отложений. Их гидрологическое значение невелико, определяется поступлением жидких осадков (или образованием конденсационных вод) и накоплением твердых осадков (снег, лед). Отдельные неясные моменты их генезиса и морфологии (возможность выделения коррозионно-тектонических полостей, различия в плотности закарстования разных горных массивов, особенности развития в различных высотных и геоморфологических уровнях, в лесу и на открытой местности, моделирующая роль стока с местных питающих микроводосборов и пр.) без сомнения найдут разрешение при постановке специальных исследований полостей этих классов.

Значительно сложнее обстоит дело с полостями коррозионно-эрзационного класса. Они имеют наибольшее гидрологическое значение как проводники и накопители конденсационных, инфильтрационных и инфлюационных вод. Современные карстовые водоносные системы (или их отдельные звенья) встречаются в пределах всех трех гидродинамических зон. Изучение геоморфологии, гидрологии и гидрохимии Горного Крыма свидетельствует, что в настоящее время наиболее благоприятные условия для коррозионного развития карстовых полостей существуют в верхней части зоны аэрации (до глубины 50—100 м) и в пределах зоны сезонных колебаний уровней подземных вод. Для эрозионного развития наиболее благоприятны условия зоны аэрации (безнапорное движение инфлюационных вод) и зоны сезонных колебаний уровней (в межень безнапорное, в паводок иногда напорное движение подземных вод). Наиболее мощные и водообильные системы могут проникать и в верхнюю часть зоны полного насыщения, образуя сифонные каналы и подрусловые системы стока в 20—50 м ниже уровней местных базисов эрозии. На отдельных участках карстовых водоносных систем сифонные каналы могут формироваться и в пределах верхних гидродинамических зон (пещеры Красная, Аянская, Мисхорская, Ени-Сала-III в Крыму, система Географическая—Назаровская—Соколова на Кавказе, Темпата Душка в Старой Планине, Шкодиан — в Динаридах и др.). Это значительно осложняет классические схемы эволюции пещер, предложенные Г. А. Максимовичем (1963, 1969а) и Л. И. Маруашвили (1969).

Вопрос о возможностях и темпе развития крупных карстовых полостей в пределах зоны полного насыщения, на наш взгляд, пока остается открытым. В условиях приподнятых цокольных массивов Горного Крыма наиболее вероятно образование сравнительно небольших полостей за счет коррозии смешивания, а также медленное коррозионное расширение трещинных систем с периодическим выносом продуктов растворения паводковыми водами (нижняя часть Скельской пещеры, пещера Ка-

расу-Баши). В других областях Альпийской складчатой области возможно более широкое участие в формировании крупных полостей зоны насыщения субтермальных минеральных вод (Ново-Афонская пещера) и транзитных водных потоков.

Современное закарствование проходит по-разному в небольших карбонатных блоках (водоносные системы конденсационно-инфилтратационного и инфлюационно-инфилтратационного питания) и в крупных структурах, объединяющих несколько карбонатных блоков (водоносные системы инфильтрационно-инфлюационного питания). Особенно благоприятные условия для развития крупных карстовых водоносных систем возникают при избытке в области питания некарстующихся пород, постоянного или периодического оледенения или транзитных рек.

Кроме современных карстовых водоносных систем, в пределах зоны аэрации часто располагаются реликты систем, генетическую принадлежность которых к той или иной древней гидродинамической зоне установить очень трудно. Чаще всего для этого используются неоднозначные морфологические и седиментологические признаки. Это свидетельствует о необходимости дальнейшей разработки учения об эволюции пещер, в общем виде изложенного Г. А. Максимовичем (1969а) и Л. И. Маруашвили (1969). В связи с этим требуют углубленной разработки многие теоретические проблемы спелеоминералогии.

Немало спорных моментов имеется и в гидрогеологии карстовых областей. Сейчас, очевидно, уже не вызывают принципиальных возражений идеи об отсутствии влияния водоупорных пород на сток и преимущественной обводненности приразломных трещинных зон, с которыми связаны как основные водоносные системы, так и наиболее крупные карстовые источники. Вместе с тем массовые опыты с окрашиванием, изучение химического состава подземных вод различных гидродинамических зон и анализ немногочисленных материалов по вскрывшим их буровым скважинам свидетельствует о весьма сложных взаимоотношениях между трещинными (трещинно-карстовыми) и пластово-поровыми водами отдельных блоков. Для большинства карстовых районов Альпийской складчатой области не выяснены количественная роль конденсационных, инфильтрационных и инфлюационных вод, режим основных карстовых источников, условия субмаринной разгрузки и перетекания в другие водоносные горизонты.

Нет полной ясности и в вопросах гидрохимии карбонатного карста. Используемые для определения активности карстового процесса расчетные зависимости основываются на материалах маршрутных наблюдений и устаревших теоретических предположениях. Не разработаны или не нашли широкого применения методы дифференцированной оценки гидрохимического баланса различных гидродинамических зон, не учитывается роль в процессе закарствования углекислоты разного генезиса, не полу-

чили количественной оценки другие агрессивные компоненты подземных вод.

Для решения рассмотренных и многих других дискуссионных проблем, возникающих при углубленном изучении карстовых районов Крыма, необходима постановка дальнейших исследований. По мнению автора, их следует развивать в трех основных направлениях.

1. Охрана и рациональное использование карстовых полостей. Карстовые полости — это составная часть природной среды, в которой формируются и движутся подземные воды. Поэтому основная задача, одновременно обеспечивающая сохранность карстовых полостей как новых, еще не полностью изученных географических объектов, — это организация их охраны, уточнение зон питания крупных карстовых источников, регламентация туристских маршрутов. Сейчас около 70 карстовых полостей Крыма объявлено памятниками природы областного и республиканского значения; горно-спасательная служба и спелеологические секции установили единый порядок посещения пещер самодеятельными туристскими группами. Однако, к сожалению, принятые постановления не всегда выполняются: карстовые полости нередко используются как скотомогильники, их натечное убранство расхищается.

История освоения карстовых районов Европы свидетельствует, что запрещающие акции не достигают цели без одновременного оборудования пещер как туристских хозрасчетных комплексов. В этом отношении Горный Крым представляет собой настоящую целину. Рядом с туристскими трассами или на расстоянии 5—6 км от них находятся десятки карстовых пещер и шахт, не уступающих по красоте и научному значению лучшим оборудованным пещерам Западной и Центральной Европы. Но, к сожалению, ни одна из них не оборудована для туризма. Лишь по Красной пещере Институт «Союзкурортпроект» в 1974 г. завершил проектирование туристско-экскурсионного комплекса. Однако строительные работы до сих пор не начаты. Решение этой проблемы является ключом к охране и дальнейшему изучению пещер Крыма.

2. Маршрутные исследования карстовых полостей. Маршрутные работы 1957—1975 гг., несмотря на широкийхват ими многих проблем современного карстоведения и спелеологии, естественно, не могли выявить все без исключения пещеры и шахты Горного Крыма. Спортсмены-спелеологи ежегодно продолжают находить 8—10 новых объектов, в том числе такие крупные, как шахта-понор Солдатская (Феодосийская секция), продолжение вскрытой пещеры Эмине-Баир-II (Симферопольская секция), новые обводненные пещеры в районе Скельского источника (Севастопольская секция). Их прохождение связано с весьма сложным в техническом отношении работами (спуск или откачка сифонов, расширение

узких щелей, раскопка поноров, поиски «окошек» в стенах вертикальных шахт и на обрывах). Эти полости должны быть включены в кадастр и полностью описаны по единой методике.

В итоге работ 1957—1975 гг. в основном решена «обратная» задача: по сумме общих данных о всех карстовых полостях Крыма определены их морфогенетические особенности. Сейчас возникает «прямая» задача: углубленное комплексное изучение характерных представителей отдельных классов карстовых полостей. При этом также можно выделить несколько направлений исследований.

а. Детальная топосъемка в масштабе 1 : 100—1 : 200 с применением методов фотограмметрии или специально разработанных приемов (метод «Фотопрофиль»).

б. Систематическое описание морфологии полостей. Для сравнимости описаний и унификации применяемых методов исследований необходимо разработать подробную инструкцию и макет перфокарты для накопления и первичной обработки информации, установить необходимый минимум конкретных морфометрических данных, не допускающих произвольной трактовки. Следует разработать принципы документации морфогенетических особенностей карстовых полостей в плане, разрезе, по перечным сечениям; макроформ подземного рельефа и наложенных на них микроформ; отложений различных типов, выполняющих или перекрывающих упомянутые формы либо частично размытых (корродированных) вместе с ними.

в. Целевое описание морфологии полостей. Раздельно следует изучить особенности спелеоморфогенеза в полостях, заложенных в одних литологических, текстурных и структурных разновидностях пород, провести исследования пещер, заведомо сформированных на протяжении одного цикла развития рельефа, изучить «чистые» генетические линии полостей, образованные в современных зонах аэрации и насыщения (в последнем случае — с применением акваланга).

Маршрутные исследования выявили в пещерах Крыма широкий спектр отложений различных генетических типов. Наибольший интерес, очевидно, представляют следующие направления работ.

а. Изучение обвальных отложений в приводовой, термогравитационной фракции с одновременной постановкой археологических работ.

б. Исследование водных механических и остаточных отложений. Детальное минералогическое исследование их аллохтонной части позволит установить связи карстовых полостей с поверхностными водосборами. К этой проблеме тесно примыкает изучение кор выветривания на поверхности горных массивов. Для определения возраста водных механических отложений необходимо широкое использование микрофаунистического и спорово-пыльцевого анализов.

в. Изучение водных хемогенных отложений. Весьма интересно изучение минералогии, кристаллографии и онтогенеза натечных и кальцитовых образований, уточнение их гидрогеологической роли и картирование по ним интенсивности «малого водопритока»; следует исследовать также ритмичность спелеолитогенеза, произвести изотопный анализ натеков по кальциту, углероду и кислороду, реконструировать палеотемпературы их образования; использовать метод абсолютных датировок «реперных» слоев по отношению изотопов $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{234}\text{Th}$, $^{230}\text{Th}/^{231}\text{Ra}$, $^{226}\text{Ra}/^{234}\text{U}$ и др. Большой интерес для характеристики мел-шалеогенового (?) этапа закарствования Горного Крыма субтермальными водами представляет изучение кальцитовых жил и исландского шпата в карстовых полостях и газовых включений в кальците.

г. Археологические работы в карстовых полостях Крыма, в частности целенаправленные поиски наскальных изображений.

Гидрохимические и гидрогеологические исследования до сих пор проводились в основном в теплый сезон. Поэтому необходимо: а) охватить маршрутными исследованиями основные пещеры в холодный сезон, лире ставить индикаторные опыты с использованием не только флюоресцеина, но и других красителей, совершенствовать методику индикации (ловушки с активированным углем, спектрофотометры); применять методы засоления, запуска полистиреновых шариков, спор, пенообразующих средств, а также радиоактивных изотопов; б) пробурить ряд скважин близ обводненных пещер с целью получения исходных данных для расчета гидродинамических характеристик нижних зон, организовать разведку субмаринных источников, переосмыслить весь материал по гидрохимии Горного Крыма, накопленный за последние десятилетия.

К сожалению, многие узловые проблемы гидрогеологии и карстоведения не поддаются решению (в особенности в количественном отношении) на этапе маршрутных исследований, отсюда третье направление работ.

3. Стационарные исследования карстовых полостей. Материалы, приведенные в настоящей работе, убедительно свидетельствуют, что наиболее интересные выводы и обобщения удается сделать по тем карстовым районам, где проводились стационарные или хотя бы полустационарные исследования (Краснопещерный гидрогеологический подрайон). Организация стационарных спелеологических исследований — это межведомственная проблема, для решения которой нужны усилия Академии наук, Министерства геологии, Управления гидрометеослужбы, Центрального Совета по туризму и экскурсиям. Стационары должны быть «привязаны» к объектам, имеющим народнохозяйственное и туристское значение. Наиболее целесообразна организация четырех стационаров: Краснопещерного (Красная пещера, источники района, р. Краснопещерная),

Скельского (Скельская пещера, Скельский источник, буровые скважины), Карабийского (коррозионно-эрзационные полости Крубера, Большой Бузлук, Карапи, Молодежная, метеостанция Караби) и Ай-Петринского (полости всех трех генетических классов, метеостанция Ай-Петри, наблюдательные площадки Ялтинской инженерно-геологической и гидрогеологической партии).

В круг проблем, решаемых на стационарах, должны входить следующие вопросы.

а. Наблюдения над водным, температурным и химическим режимом поверхностных и подземных водотоков с целью получения количественных характеристик конденсационного, инфильтрационного и инфлюационного питания в различные сезоны; расчленение гидрографа рек карстового питания; определение роли различных видов коррозии в закарствовании.

б. Микроклиматические наблюдения в полостях разных типов для получения надежных температурно-влажностных и газовых характеристик трещинно-карстовых коллекторов.

в. Заложение долгосрочных (10—20 лет) экспериментов по интенсивности развития карбонатного карста в различных физико-географических условиях, моделирование отдельных процессов с применением фильтрационных лотков, гидроинтеграторов, метода ЭГДА, различных гидрохимических моделей.

Таким образом, маршрутные карстолого-гидрогеологические исследования крупных карстовых полостей Крыма, выполненные в 1957—1975 гг., являются лишь первой частью значительно более широких комплексных исследований карста юга европейской части СССР, которые необходимо реализовать в ближайшее десятилетие.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбов С. В. О структурно-палеогеографических условиях формирования подземных вод Крыма. — Тр. Укр. гидрогеол. совещ. Киев, 1961.
- Альбов С. В., Дублянский В. Н. О химическом составе атмосферных осадков на Ай-Петринской яйле. — В кн.: Метеорология и гидрология, № 7, 1964.
- Аронов М. И., Сотников П. С. Подводные исследования в пещерах. — В кн.: Развитие морских подводных исследований. М., 1965.
- Бадер О. Н. Изучение эпипалеолита Крымской яйлы. — Советская археология, 1940, № 5.
- Бачинский Г. А., Дублянский В. Н. О времени и палеогеографической обстановке образования глубинных карстовых полостей Крыма. — В кн.: Природная обстановка и фауна прошлого, вып. 4. Киев, 1968.
- Бачинский Г. О. Тафопомія антропогенових і неогенових місцезнаходжень хребетних України. Київ, 1967.
- Бибиков С. Н. О датировке и реконструкции палеолитических убежищ Крыма. — Бюл. Комис. по изуч. четверт. пер., 1957, № 21.
- Биндеман Н. Новая пещера на Чатырдаге. — В кн.: Крым. 1925, 1.
- Биндеман Н., Зимины Н. Море и горы. — В кн.: Материалы для геологической экскурсии в Крыму. М., 1926.
- Бирштейн Я. А. Некоторые итоги изучения подземной фауны Крыма. — Тр. Комил. карст. экспед. АН УССР, вып. 1. Киев, 1963.
- Бонч-Осмоловский Г. А. Палеолит Крыма, вып. 1. М., 1940.
- Бронгутлев В. В., Успенская Е. А. Об ископаемых формах поверхностей размыва в карбонатных толщах. — Изв. ВУЗов, геол. и разн., 1959, № 4.
- Васильев И. Н., Задорожная Л. П., Иванов Б. Н. Тектоническая трещиноватость Главной гряды Крымских гор. — Бюл. НТИ ВИЭМС, сер. гидрогеол. и инж. геол., 1969, № 6.
- Васильевский П. М., Желтов П. И. Гидрогеологические исследования г. Чатырдаг в Крыму. — Тр. ВГРО, вып. 142. М.—Л., 1932.
- Ведь И. Н. Особенности водно-теплового режима и микроклимата Крымских нагорий в связи с задачей их облесения. Автореф. канд. дис. Харьков, 1970.
- Войтекевич Г. В., Мирошников А. В., Повареных А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии. М., 1970.
- Врублевский М. И. Горные артезианские бассейны Большого Кавказа. — Вестн. ЛГУ, 1964, № 24.
- Габлицль К. Физическое описание Таврической области по ее местонахождению и по всем трем царствам природы. СПб., 1785.
- Галимов Э. М. Отложение изотопов углерода в кальце как типоморфный признак экзогенных процессов в известняках. — Изв. ВУЗов, геол. и разн., 1965, № 7.
- Гвоздецкий Н. А. Карст. М., 1954.
- Гвоздецкий Н. А. Проблемы изучения карста и практика. М., 1972.

Геологическая изученность СССР. Т. 33. Украинская ССР. Период 1918—1950; период 1951—1955; период 1956—1960. Киев, 1972, 1975, 1973.

Геология СССР. Т. VIII. Крым, ч. 1. М., 1969.

Гидрогеология СССР. Т. VIII. М., 1970.

Глухов И. Г. О водном балансе и гидрогеологическом районировании юго-западной части Главной гряды Крымских гор. — Вестн. МГУ, 1957, № 4.

Глухов И. Г. О химическом составе подземных вод Горного Крыма. — В кн.: Вопросы формирования химического состава подземных вод. М., 1963.

Глухов И. Г. Принципы гидрогеологического районирования горных сооружений. — Вестн. МГУ, сер. геол., 1964, № 4.

Глухов И. Г. Роль конденсации в водном балансе карстовых вод горных сооружений. — Изв. ВУЗов, геол. и разв., 1965, № 3.

Голов А. Е., Коломенский Н. В., Смирнов Л. М. Вопросы унификации инженерно-геологических исследований. М., 1964.

Голоринский И. А. Наблюдения за осадками в почве. Симферополь, 1896.

Головцын В. Н., Смольников Б. М., Дублянский В. Н., Иванов Б. Н. Применение геоэлектрических методов исследований к решению основных проблем карста Горного Крыма. Киев, 1966.

Гордиевич В. А., Куришко В. А., Лычагин Г. А., Ришес Е. А., Ткачук В. Г. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазопроизводства. Киев, 1963.

Григорьев Д. П. О программе занятий по минералогии пещер. — В кн.: Пещеры, вып. 5 (6). Пермь, 1965.

Дахнов В. Н., Конопсов И. А., Ларионов В. В., Лебедев А. П. Некоторые данные о физических свойствах закарстованных пород верхней юры Горного Крыма. — Тр. Компл. карст. экспед. АН УССР, вып. 1. Киев, 1963.

Дахнов В. Н., Шварцман М. Д., Бочко Р. А. Физические свойства карстогенных известняков юрского возраста плато Караби-яйла. — В кн.: Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. М., 1975.

Двойченко П. Минералы Крыма. — Зап. Крымск. общ. естествоиспыт. и любит. природы, т. IV. СПб., 1914.

Девдариани А. С. Математический анализ в геоморфологии. М., 1967.

Димитриев В. Н. Осмотр пещер во время поездки на Чатырдаг. — Зап. Крымско-Кавказского горного клуба, вып. 3. 1893.

Добровольский В. В. Коры выветривания и этапы гипергенеза Южного Крыма. — Бюл. МОИП, отд. геол., 1965, № 3.

Домбровский О. И., Щепинский А. А. Пещеры и уроцище Кизил-коба в позднеанттичный период. — Тр. Компл. карст. экспед. АН УССР, вып. 1. Киев, 1963.

Дублянский В. Н. О роли снега в закарстовании и питании карстовых вод. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1963а, № 2.

Дублянский В. Н. Топографическое изучение карстовых полостей. — В кн.: Методика изучения карста, вып. 9. Пермь, 1963б.

Дублянский В. Н. Методика гидрогеологического изучения карстовых полостей. — В кн.: Методика изучения карста, вып. 9. Пермь, 1963в.

Дублянский В. Н. Возраст глубинных карстовых полостей Горного Крыма. — В кн.: Пещеры, вып. 6/7. Пермь, 1966.

Дублянский В. Н. Температурный режим карбонатной толщи Главной горной гряды Крыма. — Тр. МИНХ и ГП, вып. 67. М., 1967.

Дублянский В. Н. Некоторые особенности гидрогеологии карста Горного Крыма. — Actes du IV Congres de speleologie, v. 3. Ljubljana, 1968..

Дублянский В. Н. Гидролого-гидрогеологическая изученность Горного Крыма и некоторые аспекты водобалансовых расчетов в карстовых областях. — Тр. Совещ. по вопр. компл. изуч. режима поверхн. и подземн. вод в карст. районах. Л., 1969а.

Дублянский В. Н. Методика кадастрового описания глубинных карстовых полостей. — Бюл. НТИ ВИЭМС, гидрогеол. и инж. геол., 1969б, № 6.

Дублянский В. Н. Коррозионно-гравитационные пещеры и шахты Горного Крыма. — В кн.: Пещеры, вып. 8 (9). Пермь, 1970.

Дублянский В. Н. Генезис и гидрогеологическое значение крупных карстовых полостей Украины. Автореф. докт. дис. Пермь, 1971.

Дублянский В. Н. Конденсация влаги в трещинно-карстовых коллекторах Горного Крыма. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. М., 1972.

Дублянский В. Н. Классы и типы карстовых полостей некоторых горных сооружений Альпийской складчатой области. — В кн.: Матер. VIII и IX съездов КБГА. Киев, 1974.

Дублянский В. Н., Комарова М. В. Методика применения перфокарт при изучении карстовых полостей. — Бюл. НТИ ВИЭМС, сер. 1, 1969, № 4.

Дублянский В. Н., Молодых И. И. Сейсмичность Горного Крыма по данным карстолого-археологических исследований. — В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтovedения. Киев, 1972.

Дублянский В. Н., Полканов Ю. А. Отложения карстовых полостей Крыма. — В кн.: Минералогия осадочных образований, вып. 1. Киев, 1974.

Дублянский В. Н., Смольников Б. М. Карстолого-геофизические исследования карстовых полостей Приднестровской Подолии и Покутья. Киев, 1969.

Дублянский В. Н., Шутов Ю. И. Газовый состав воздуха в карстовых полостях Горного Крыма. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 2.

Дублянский В. Н., Шутов Ю. И. Коррозионно-нивальные карстовые полости Горного Крыма. — Изв. ВГО, 1967, № 6.

Дублянский В. Н., Шутов Ю. И. О принципах гидрогеологического районирования горных карстовых областей (на примере Крыма). — Мелиорация и водное хозяйство, 1969, № 7.

Дублянский В. Н., Шутов Ю. И. Коррозионно-эрзационные карстовые полости Горного Крыма. — В кн.: Пещеры, вып. 12/13. Пермь, 1972.

Дублянский В. Н., Шутов Ю. И., Вознесенская И. Е. Условия формирования химического состава вод в карбонатных массивах. — ДАН СССР, 1967, т. 175, № 4.

Дублянский В. М. Спелеотуризм. Київ, 1973.

Дублянский В. М., Зенгіна С. М. Регіональні особливості розвитку карсту Гірсько-Кримської карстової області. — В кн.: Фізична географія та геоморфологія, вип. 4. Київ, 1970.

Забин С. И. Находки каменного века в Крыму. — Изв. Таврической ученою архивной комиссии, № 54. СПб., 1918.

Задорожная Л. П. Петрографо-минералогический характер карстующихся карбонатных пород верхней юры юго-западной части Горного Крыма. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии Украины, вып. 3. М., 1971.

Задорожная Л. П., Васильев И. Н. О связи карстопоявлений с литологическими особенностями карбонатных пород. — Бюл. НТИ ВИЭМС, сер. гидрогеол. и инж. геол., 1969, № 6.

Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. М.—Л., 1940.

Зепгина С. М. Опыт картографирования поверхностных карстовых форм Горного Крыма. Автореф. канд. дис. Киев, 1967.

Зубаков В. А. Геохронология плейстоцена. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1968, № 6.

- Зуброва Е. А. Особенности гидрогеологии юго-восточной части Горного Крыма. — Изв. ВУЗов, геол. и разн., 1959, № 6.
- Иванов Б. Н. Об очередных задачах советского карстоведения на юге европейской части СССР. — В кн.: Вопросы карста на юге европейской части СССР. Ялта, 1956.
- Иванов Б. Н. Карстовые районы Горного Крыма и их гидрогеологическое значение. — Тр. ГУкр. гидрогеол. совещ., т. I. Киев, 1961.
- Иванов Б. Н. Методика комплексной среднемасштабной карстологической съемки на примере Горного Крыма. — В кн.: Методика изучения карста, вып. 3. Пермь, 1964.
- Иванов Б. Н. Проблемы палеогеографии карста на Украине. — В кн.: Матер. по четверт. пер. Украины. Киев, 1965.
- Иванов Б. Н. Неотектоника и развитие карста на Украине в четвертичном периоде. — В кн.: Матер. по четверт. пер. Украины. Киев, 1969.
- Иванов Б. Н., Дублянский В. Н. Итоги изучения карста Украины подразделениями Министерства геологии УССР и спелеологами в 1956—1974 гг. — В кн.: Состояние и задачи карсто-спелеологических исследований. М., 1975.
- Иванов Б. Н., Устинова Т. И. История изучения карста Крымских гор. — В кн.: Изучение и освоение минеральных богатств Крыма за годы советской власти. Симферополь, 1957.
- Илюхин В. В., Дублянский В. Н. Путешествия под землей. М., 1968.
- Иностранцев А. А. Ключи южного берега Крыма. — Тр. Петербургск. общ. естествоиспыт., т. VII. СПб., 1875.
- Инструкция по технике безопасности при поиске и исследовании карстовых полостей. — В кн.: Пещеры, вып. 14/15. Пермь, 1974.
- Карстовые подземные воды в Българии. София, 1959.
- Кельтсер К. Д. Работы Крымской изыскательской партии. — В кн.: Ежегодник ОЗУ, ч. 1. Симферополь, 1913.
- Кеппен П. О Крымских пещерах. — Русский зритель, 1828, № 5—6.
- Кленин Н. Н. Ледяная пещера Бузлук. — Зап. Крымск. общ. естествоиспыт. и любит. природы, т. II. Симферополь, 1912.
- Климошкин В. В. Необходимость учета процессов конденсации при определении баланса подземных вод. — В кн.: Благооборот в природе и его роль в формировании ресурсов пресных вод. М., 1973.
- Ковалевский С. А. О покровном оледенении Горного Крыма, его времени, условиях и важнейших последствиях. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 2.
- Колодяжная А. А. Агрессивность природных вод и их участие в формировании карбонатного карста на территории европейской части СССР, Урала и Кавказа. Автореф. докт. дис. М., 1972.
- Комплексные изыскания при строительстве гидротоннеля в карстовой области Горного Крыма. Симферополь, 1971.
- Кондаков В. Х. Универсальное описание Крыма, ч. 3. Естественный отдел. М., 1883.
- Кочкин М. А. Почвы, леса и климат Горного Крыма и пути их рационального использования. М., 1967.
- Кубер А. А. Гидрография карста. — В кн.: Сборник в честь 70-летия Д. Н. Анушина. М., 1913.
- Кубер А. А. Карстовая область Горного Крыма. М., 1915.
- Лебедев Л. М. Метаколлоиды в андогенных месторождениях. М., 1965.
- * Лебедев Н. Д. Пещеры Крыма. — Зап. Крымско-Кавказского горного клуба, 1912, вып. 2.
- Лебединский Я. К фауне Крымских пещер. — Зап. Новороссийск. общ. естествоиспыт., 1900, т. 23, вып. 2; 1904, т. 24, вып. 2.
- Лебедипцев А. А., Бондарев В. И. Химические исследования образцов морской воды у Севастополя и Ялты и воды сталактитовой

пещеры Суук-Коба. — Зап. Крымско-Кавказского горного клуба, 1896, вып. 1.

Леваковский И. Ф. Наружные и подземные воды Таврической и Екатеринославской губерний. — Горн. журн., 1883, кн. 7.

Левушкин С. И. Пещерная фауна основных карстовых районов СССР. Автореф. канд. дис. М., 1965.

Леончева Н. В. Карст Чатырдага. — В кн.: Вопросы карста на юге европейской части СССР. Ялта, 1956.

Листов Ю. А. Программа геофизического исследования пещер Крыма. — Изв. РГО, 1887, т. 23, вып. 1.

Листов Ю. А. Физико-географические исследования в Таврических горах. — Изв. РГО, 1892, т. 28, вып. 2.

Лобанов Ю. Е., Голубев С. И. Морфогенетические типы карстовых полостей Кутукского урочища. — В кн.: Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. М., 1975.

Луккин В. С. Температурные аномалии в пещерах Предуралья и критический анализ теории подземного холода. — В кн.: Пещеры, вып. 5/6. Пермь, 1965.

Лунгерграузен Г. Ф. Инфлювий — особый генетический тип материковых образований. — ДАН СССР, 1966, т. 171, № 3.

Македонов А. В. Современные конкреции в осадках и почвах. М., 1966.

Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. I. Пермь, 1963.

Максимович Г. А. Генетический ряд натечных образований пещер. — В кн.: Пещеры, вып. 5/6. Пермь, 1965.

Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. II. Пермь, 1969а.

Максимович Г. А. Некоторые вопросы морфометрии карстовых полостей. — В кн.: Вопросы карстоведения. Т. I. Пермь, 1969б.

Максимович Г. А. 26 минералов сталактитов и сталагмитов карбонатного карста. — В кн.: Пещеры, вып. 10/14. Пермь, 1971.

Максимович Г. А. Известковые туфы и их место в карбонатном литогенезе. — В кн.: Вопросы изучения и использования карбонатных туфов. Пермь, 1973.

Максимович Г. А., Архидьяконских Ю. В., Каравчая Н. А. О моделировании спиральных полостей. — В кн.: Пещеры, вып. 14/15. Пермь, 1974.

Мамин А. У. Новая сталактитовая пещера на Караби-яйле. — Изв. Крымск. пед. инст., Симферополь, 1939, т. 8.

Маруашвили Л. И. Морфологический анализ карстовых пещер. — В кн.: Очерки по физической географии Грузии. Тбилиси, 1969.

Мережковский К. Отчет о предварительных исследованиях каменного века в Крыму. — Изв. РГО, 1880, т. 16, вып. 2.

Методика изучения карста. Пермь, 1963, вып. 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9; 1964, вып. 3.

Методические рекомендации по изучению режима поверхностных и подземных вод в карстовых районах. Л., 1969.

Михайловский С. Н. О некоторых карстовых явлениях на яйле между Байдарской долиной и Ай-Петри в Крыму. — Вестн. Геолкома, 1925, № 5.

Моисеев А. С. Гидрогеологический очерк Главной гряды Крымских гор. — Тр. ГГРУ, вып. 30. М.—Л., 1931.

Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. — В кн.: Тектоника СССР. Т. 2. М., 1949.

Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., 1960.

Муратов М. В., Николаев Н. И. Четвертичная история и развитие рельефа Горного Крыма. — Уч. зан. МГУ, 1941, вып. 48.

Неклюдов Г. Д. О режиме подземных вод Главной гряды Крымских гор. — Тр. Совет. по вопр. компл. изуч. режима поверхн. и подземн. вод в карстовых районах. Л., 1969.

Николаев Н. И. Об эволюционном развитии карстовых форм и значения структурно-тектонического фактора. — Советская геология, 1946, № 10.

Новиков Н. М. Скельская сталактитовая пещера и ее фауна. — Зап. Крымск. общ. естествоиспыт. и любит. природы, т. I. Симферополь, 1911.

Оболенский В. П. Курс метеорологии. Москва—Свердловск, 1944.

Паллас П. С. Краткое физическое и топографическое описание Таврической области. СПб., 1785.

Папарина Г. Н. Пещеры карбонатного и сульфатного карста Пермской области. Автореф. канд. дис. Пермь, 1973.

Петров П. Крымские пещеры Иель-Коба и Харашлы-Коба. — Землеведение, 1911, т. XVIII, кн. 1—2.

Пирогов К. П. Гидрогеологические исследования на Южном берегу Крыма в районе Ласпи. — Изв. ВГРО, 1932, т. 11, вып. 18.

Плохинский Н. А. Биометрия. М., 1970.

Попов С. П. Минералогия Крыма. М., 1938.

Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. М., 1972. Авт.: Бабушкин В. Д., Лебединская З. П., Леви Л. З., Калниковский Г. Н., Боревский Б. В., Плотников И. И.

Пчелицев В. Ф. Следы древнего карста на Никитской яйле. — Крым, 1927, № 1 (3).

Пчелицев В. Ф. Монографическое описание методик стационарных наблюдений над оползнями Крымской АССР. — Матер. Азово-Черноморского геол. упр., сб. 1. Ростов-на-Дону, 1939.

Пчелицев В. Ф. Образование Крымских гор. М.—Л., 1962.

Резникова Л. Г. Мамича пещера на Караби-яйле. — В кн.: Вопросы карста на юге европейской части СССР. Ялта, 1956.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6, вып. 4. Крым. Л., 1966.

Родионов Н. В. Некоторые данные о скорости развития карста в карбонатных породах. — Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, Т. VI. М., 1949.

Романовский Г. Геологический очерк Таврической губернии и обзор Крымского полуострова относительно условий для артезианских колодцев. — Горн. журн., 1867, ч. III, кн. 7—8.

Свойства влажного воздуха при давлениях 500—1000 мм рт. ст. М., 1960.

Севергин В. М. Опыт минералогического описания Российского государства. СПб., 1809.

Славянов В. Н. О естественных конденсаторах горных склонов и о возможности применения конденсаторов для малодебитного водоснабжения. — В кн.: Вопр. изуч. подземн. вод и инж.-гол. процессов. М., 1955.

Слудский А. Ф., Соколукский А. И. «Бездонный колодец» на г. Большой Агармыш у г. Старого Крыма. — Крым, 1928, № 1 (3).

Совещание по вопросам организации геофизических работ в карстовых районах Горного Крыма. — Тез. докл. Симферополь, 1960.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., 1962.

Соколов Н. И. О соотношении карста и явления отседания сугробов. — В кн.: Общие вопросы карстоведения. М., 1962.

Соколовский Н. Новые пещеры Крыма. — В кн.: Зап. Крымско-Кавказского горного клуба, 1911, вып. 1.

Солуха В. И. Высокочувствительные измерения температуры в Кунтурской пещере. — В кн.: Пещеры, вып. 10/11. Пермь, 1971.

Спирidonов А. И. Опыт генетической систематики рельефа. — Землеведение, 1967, т. VII.

С т е п а н о в В. И. Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах. — Тр. Минералог. музея им. А. Е. Ферсмана, вып. 20, М., 1971.

С т у п и щ и н А. В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья. Казань, 1967.

Т и н т и л о з о в З. К. Морфологический анализ карстовых полостей Западной Грузии. Автореф. докт. дис. Тбилиси, 1973.

У с т и н о в Т. И. Условия конденсации атмосферной влаги в пещерах восточной части Горного Крыма. — Тез. докл. научн. совещ. по изуч. карста, вып. 8. М., 1957.

Ф и л е н к о Р. А. Влияние метеорологических факторов и карста на сток рек Крымской области. — Вестн. ЛГУ, 1949, № 8.

Философский словарь. М., 1963.

Ф р о л о в А. Д. Об изучении карстовых пещер с помощью радиоволнового просвечивания. — Тр. Компл. карст. экспед. АН УССР, вып. 1, Киев, 1963.

Фролов Н. М. Гидрогеотермия. М., 1968.

Х у д ю е в И. Г., **К о л о т и л ъ и к о в а** В. К. Заметка об опытах по изучению конденсации влаги в известняковых напосах ЮБК. — Первый сборник работ Крымской оползневой станции. Матер. ЦНИГРИ. Л., 1934.

Ц ы к и н а Ж. Л. Карст юга Средней Сибири. Автореф. канд. дис. Пермь, 1974.

Ч и к и ш е в А. Г. Пещеры на территории СССР. М., 1973а.

Ч и к и ш е в А. Г. Методы изучения карста. М., 1973б.

Ч у р и н о в М. В. Формирование подземных вод юго-западной части Крымских гор. — Тр. ВСЕГИНГЕО, вып. 16, М., 1959.

Чуринов М. В. О карсте Горного Крыма. — В кн.: Региональное карстоведение. М., 1961.

Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. М., 1955.

Ш а р а п о в И. П. О геологических классификациях. — Тр. Пермск. политехн. инст., сб. XX, Пермь, 1966.

Ш у т о в Ю. И. Методика расчета показателя активности карстового процесса. — Бюл. НТИ, ВИЭМС, сер. гидрогеол. и инж. геол., 1969, № 6.

Ш у т о в Ю. И. Условия формирования, гидродинамическая и гидрохимическая зональности трещинно-карстовых вод Главной гряды Горного Крыма. Автореф. канд. дис. Киев, 1971.

Ш т е н г е л о в Е. С. Гидрогеологические условия и особенности карста восточной части Горного Крыма. Автореф. канд. дис. М., 1972.

Л ь ь ғ а ғ м і G. Dinamica dell'evolutione carsica. — Actes IV Congr. speleol., Ljubljana, 1968, v. 3.

А ғ ң ғ ե ր ғ ե ր E. Neue Ergebnisse in der Dachstein-Mammuthöhle. — Mitt. Höhlenkommission, H. 1, 1954.

B allif Ph. Wasserbauten in Bosnien und Gerzegovina. Wien, 1896.

Б а с с о т A. M. Hexagonal stalactite from Rushmore cave. — Bull. Nat. Spel. Soc., 1962, v. 24, № 2.

Б и չ է ս W. Über Höhlenbildung. Wien, 1934.

Б о ւ к H. Der Karst und seine Gewässer. — Mitt. Geogr. Gesellsch., Wien, 1910.

Б օ ց լ ի A. The role of corrosion by Mixed Water in cave forming. — In: Probl. Speleolog. Res. Prague, 1965.

Б р ե տ J. H. Vadose and Phreatic Features of Limestone Cavern. — Journ. Geol., 1942, v. 50, № 1.

Б р ե տ J. H., **Х а ր ր ի** S. E. Caves of Illinois. — Geol. Surv. Journ. Rep. Investigation, 1961, v. 215.

British Caving. London, 1953.

Б у р к հ ա ր դ տ R. Uziti sedimentarno-petrografickych method v krasovem vyskumu. — Č. Kras, 1958, v. II.

Г а յ մ ա ր տ ին V. La corrosion microbienne dans un Réseau karistique. — Actes IV Congr. speleol., Ljubljana, 1968, v. 3.

- Chevalier P. Revue de Géographie alpine. 1944, v. 32.
 Corbel J. Les Karst du Nord-Ouest de l'Europe de quelques régions de comparaison. Lyon, 1957.
 Courbon P. Atlas des grands Gouffres du Monde. Paris, 1972.
 Cvijić J. Das Karstphänomen. — Geogr. Abb., 1893, Bd V, H. 3.
 Davis W. M. Origin of Limestone caverns. — Bull. Geol. Soc., 1930, v. 41.
 Dubois de Montpereux. Voyage autour du Caucase et en Crimée. — Bull. Soc. Géol. France, 1843, v. V—VI.
 Dünn J. R. Nouveau procédé de détection de la fluoroscénine. — Cavernes, 1961, № 1.
 Dwyer P. D. Bat erosion in Australian limestone caves. — Helictite, 1965, v. 3, № 4.
 Finnie J., Curl R. On the functioning of a familiar nonlinear thermodynamic oscillator. — Тр. Междунар. симп. по нелинейным колебаниям, М., 1963, т. 3.
 Ford D. S. Development of limestone caverns. — Geogr., Montreal, 1972, v. 2.
 Gams J. Factors and dynamics of corrosion of the carbonatic rocks in the Dinaric and Alpine Karst of Slovenia. — Geogr. Vest., 1966, v. 38.
 Gardner J. H. Origin and Development of Limestone Caverns. — Bull. G. S. A., 1933, v. 46.
 Gése B. La spéléologie scientifique. Paris, 1965.
 Gressel W. Zur Kenntnis der Höhlenmeteorologie. — Actes IV Congr. speleol., Ljubljana, 1968, v. 3.
 Grund A. Die Karsthdrographie. — Penks Geogr. Abh., 1903, Bd 7, H. 3.
 Händel D. Die Kerbblockkarte als Hilfsmittel für das geologische Aufschlussarchiv. — Fundgrube, 1965, H. 1.
 Jakucs L. Morphogenetik der Karstlandschaften. — Acta Geogr., 1967, v. VII.
 Jakucs L. Dynamische Unterschiede des Verkarstungsprozesses in Mikroraumen. — Symp. ou karst morfogenesis, Hyngary, 1973.
 Jenko F. Hidrogeologija in vodno gospodarstvo krasa. Ljubljana, 1959.
 Kätzer F. Karst und Karsthdrographie. — Zur Kunde der Balkan-Halbinsel, 1909, II. 8.
 Kaye G. A. The effect of solvent Motion on limestone solution. — Journ. Geol., 1957, v. 65.
 Kessler H., Ronaki L. Ein Beitrag zur Karsthdrologischen Nomenklatur. — Actes IV Congr. speleol., Ljubljana, 1968, v. 3.
 Knebel W. Höhlenkunde. Braunschweig, 1906.
 Kyrole G. Theoretische Speleologie. Wien, 1923.
 Lange A. L. Planes of repose in caves. — Cave Notes, 1963, v. 5, № 6.
 Lehmann H. Das Karstphänomener in der Verschiden Klimazonen. — Erdkunde, 1954, Bd. VIII.
 Lehmann O. Die Hydrographie des Karstes. Leipzig—Wien, 1932.
 Liszkowski J. Podstawy klasyfikacji zjawisk i procesów krasowych dla praktyki inżyniersko-geologicznej i hydrogeologicznej. — Przegl. geol., 1967, v. 15, № 5.
 Malott C. A. Invasion theory of cavern development. — Proc. G. S. A., 1937.
 Mangin A. The Dynamics of water transfer in karst aquifers. — VI Intern. spel. Congr., Olomouc, 1973.
 Martel E. Nueveau traité des eaux souterraines. Paris, 1921.
 Mauchal L. Ausweis der Gezeiten-Erscheinungen des Karstwasserspiegels. — Karst és barlangkutatás, 1968, v. 5.
 Money maker B. C. Subriver Solution Cavities in the Tennessee Vale. — Journ. Geol., 1941, v. 40, № 1.
 Moore G. W. Introduction to the origin of limestone caves. — Bull. Nat. Soc. Speleol., 1960, v. 22, № 1.

- Nangeroni G. Dei criteri per la classificazione delle cavità sotterranee. — Riv. geogr. Ital., 1958, v. 65, № 4.
- Piper A. M. Ground water in North-Central Tennessee. — NSGS, Water Supply, 1932, Paper 640.
- Pulina M. Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego. Wrocław—Warszawa, 1974.
- Renault Ph. Première étude météorologique de la grotte de Moulis. — Ann. spéléol., 1961, v. 16, № 1.
- Renault Ph. Observations récentes les vermiculations argileuses. — Spelunca, 1963, v. 3, № 1.
- Rhoades R., Sinclair M. N. Pattern of ground water flow and solution. — Journ. Geol., 1941, v. 49.
- Roglić J. The depth of the fissure circulation of water and the evolution of subterranean cavities in the Dinaric karst. — Probl. Speleol. Res., Brno—Praga, 1965.
- Rónaki L. Az orfűl vísföorrás-Barlang feltárt szakaszának földtani vizsgálatai. — Karst- és Barlang, 1962, v. 2.
- Rouques H. Chemie des carbonates et hydrogeologie karstique. — Mem. docum. Centre Rech., 1967, № 4.
- Rudnicki J. Genesa zaglebień wirowych w świetle badań eksperymentalnych. — Speleologia, 1960, v. 2, № 1.
- Savicki L. Ein Beitrag zum geographischen Zyklus im Karst. — Geogr. Z., 1909, Bd 15.
- Sweeting M. Karst landforms. London, 1972.
- Swinnerton A. C. Origin of Limestone Caverns. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1932, v. 43.
- Thraikill S. V. Origin and development of Fulford Cave. — Bull. Nat. Soc. Speleol., 1960, v. 20, № 1.
- Trimmel H. Höhlenkunde. Braunschweig, 1968.
- Trombe F. Traité de spéléologie. Paris, 1952.
- Valdes Ramos. S. El problema variacional del perfil de equilibrio de los ríos subterráneos. — Volum. Hydraul., 1972, v. 10, № 23.
- Verdeil P. Principes généraux de la karstification. — Spél. Mém., 1961, № 1.
- Viehmann J. Colorările cu fluorescenă în cunoașterea hidrografiei carstului. — Hidrotehnica, Gospodari rea Alpeor, 1966, v. 4.
- White W. G. Spoleogenesis. Speleo. Digest, 1960.
- Wigley T. Non-steady flow through a porous medium and cave breathing. — Journ. Geophys., 1967, v. 72, № 12.
- Wójcik Z. Genesa i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. — Pr. Muzuem Ziemi, 1966, № 9.
- Zötl J. Tasks and Results of karst Hydrology. — Probl. Spel. Res. Prague, 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
История изучения карстовых пещер	5
Изучение карстовых полостей в дореволюционный период	5
Изучение карстовых полостей в советский период	7
Принципы кадастрового описания и основные положения методики исследования карстовых полостей	11
Условия развития карста Горного Крыма	23
Генезис и морфология карстовых полостей	34
Состояние проблемы спелеогенеза	34
Принципы классификации карстовых полостей	40
Классы и типы карстовых полостей Горного Крыма	44
Микроклимат карстовых полостей	86
Движение воздуха	87
Температура и влажность воздуха	89
Микроклиматическая классификация	94
Состав воздуха карстовых полостей	94
Геотермические условия Горно-Крымской карстовой области	96
Отложения карстовых полостей	100
Остаточные отложения	100
Обвальные отложения	101
Водные механические отложения	103
Водные хемогенные отложения	108
Пещерный снег и лед	122
Органогенные отложения	123
Антропогенные отложения культурного слоя	125
Некоторые вопросы гидрогеологии карста	127
Формирование карстовых вод	127
Колебания уровня и режим карстовых вод	134
Скорость и характер движения карстовых вод	139
Температура карстовых вод	140
Гидрохимия карстовых вод	141
Возраст карстовых полостей	148
Гидрогеологическое районирование и гидродинами- ческая зональность	155
Заключение	164
Литература	173

**Виктор Николаевич
Дублянский**

**Карстовые
пещеры и шахты
Горного Крыма**

*Утверждено к печати
Географическим обществом СССР*

Редактор издательства *Е. А. Семенова*

Художник *Л. А. Яценко*

Технический редактор *А. П. Чистяков*

Корректоры *Г. А. Мошкина* и

Л. Б. Наместникова

Сдано в набор 24/XI 1976 г. Подписано
к печати 7/IV 1977 г. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага № 3. Печ. л. 11^{1/2}=11,50 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 12,61. Изд. № 6455. Тип. зак.
№ 1715. М-25965. Тираж 1750.

Цена 1 р. 27 к.

Ленинградское отделение издательства
«Наука»
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская
линия, д. 1

4-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, д. 12

1 п. 27 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ