ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ГОРНЫЙ ИНСТИТУТ
УРАЛЬСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

ПЕРМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

УДК 551.44:551.8:502.6

КАДЕБСКАЯ ОЛЬГА ИВАНОВНА

МИНЕРАЛЬНЫЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРИРОДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПОДЗЕМНЫХ КАРСТОВЫХ ЛАНДШАФТАХ УРАЛА

Специальность: 25.00.23 Физическая география и биогеография,
география почв и геохимия ландшафтов

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
доктора географических наук

Пермь – 2016

Содержание

Введение …… 5

Глава 1. Общая характеристика карстовых ландшафтов Урала.. 12

1.1. История изучения…… 12

1.2. Характеристика карстовых ландшафтов Урала в рамках широтной зональности……... 17

1.2.1. Карст Пай-Хоя, Заполярного и Полярного Урала……. 18

1.2.2. Карст Приполярного Урала……. 22

1.2.3. Карст Северного Урала…… 24

1.2.4. Карст Среднего Урала…….. 29

1.2.5. Карст Южного Урала……... 37

Глава 2. Методы и объекты исследований…….. 46

2.1. Теоретико-методологические аспекты и методы исследования… 46

2.2. Характеристика широтной зональности Урала и расположение объектов исследования…….. 56

2.2.1. Объекты Заполярно-Уральской физико-географической области…… 61

2.2.2. Объекты Североуральской физико-географической области…. 69

2.2.3. Объекты Среднеуральской физико-географической области…. 78

2.2.4. Объекты Южноуральской физико-географической области….. 107

2.2.5. Объекты Приюжноуральской физико-географической области 115

2.2.6. Объекты Мугоджар…….. 129

Глава 3. Элементы карстового ландшафта и геохимические барьеры в подземных полостях……..……... 131

3.1. Микроклиматическая зональность карстовых полостей……. 131

3.2. Процессы современного минералообразования, связанные с различными микроклиматическими обстановками в полостях карбонатно-сульфатных массивов……..…. 140

3.2.1. Характеристика карбонатного материала из разреза скважины и отложений Кунгурской Ледяной пещеры……..….. 142
3.2.2. Индикаторные отличия в химическом и изотопном составе новообразованных карбонатов карбонатно-сульфатных массивов….. 155
3.2.3. Характеристика сульфатов и боратов из пород и микроклиматических зон в Кунгурской Ледяной пещере……. 159
3.2.4. Индикаторные морфологические отличия новообразованных сульфатов и боратов карбонатно-сульфатных массивов…… 187
3.3. Процессы современного минералообразования, связанные с различными микроклиматическими обстановками в полостях карбонатных массивов …….. 191
3.3.1. Характеристика новообразованных карбонатов из разных микроклиматических зон карбонатных пещер Урала…… 191
3.3.2. Индикаторные отличия в изотопном и химическом составе, связанные с микроклиматической зональностью, выявленные в новообразованных карбонатах карбонатных массивов…….. 210
3.4. Отражение современной широтной зональности в геохимии карбонатных пещер (натечные образования, «лунное» молоко и др.)…… 216
Глава 4. Геохимические барьеры древних криогенных обстановок минералообразования в пещерах Урала…… 225
4.1. Морфология и строение карбонатных образований…… 229
4.2. Химический состав карбонатных образований…… 233
4.3. $^{230}Th/^{234}U$ – датирование карбонатных образований……..... 234
Глава 5. Геохимия фосфора в карстовых ландшафтах Урала…… 240
5.1. Фосфаты из пещер Северного Урала (на примере Махневской Ледяной пещеры)…… 241
5.2. Фосфаты из пещер Среднего Урала (на примере Виашерской пещеры)……... 244

5.3. Фосфаты из пещер Южного Урала (на примере Игнатьевской пещеры)……. 252
5.4. Химические особенности костного материала и новообразованных фосфатов…… 259
Глава 6. Карстовые ландшафты в системе особо охраняемых природных территорий Урала……... 264
Заключение…… 278
Список литературы…….. 282

Введение

Актуальность исследования. Карстующиеся породы наиболее развиты в Европейской части России (72%), менее – в Азиатской (64%). Они присутствуют на 70% площади распространения многолетнемерзлых пород и на 33% площадей, покрывавшихся четвертичным оледенением. Широкое распространение растворимых пород по площади и в разрезе платформ, складчатых зон и прогибов предопределило развитие карста на протяжении длительной геологической истории Урала.

На Урале представлены все виды наземного и подземного карстового рельефа. Меридиональное расположение одновозрастных и одинаковых по литологии пород создают благоприятные условия для сравнительного анализа процессов, проходящих в карстовых ландшафтах в разных географических зонах. Карстовые процессы существенно изменяют строение осадочной оболочки земной коры, сложенной растворимыми породами. Пещеры различаются особым микроклиматом, геоморфологическими характеристиками полости, геологическими, гидрогеологическими и гидрохимическими особенностями, а также наличием органического вещества. Благодаря этому, в каждой пещере создаются неповторимые фациальные обстановки минералообразования. Влияние внешнего мира и в то же время обособленность выводят пещеры в разряд интересных объектов для изучения таких обстановок и требуют особого подхода к выбору методов их исследования. Наиболее активно карстовые процессы проявляются в палеозойских отложениях. В районах восточной окраины Восточно-Европейской платформы и прилегающих частей Предуральского прогиба закарстованы гипсы, ангидриты, переслаивающиеся с маломощными известняками и доломитами иренского горизонта, в меньшей степени – известняки и доломиты филипповского горизонта кунгурского яруса, а также известняки артинского яруса нижней перми. Соленосные и сульфатные отложения представлены преимущественно в Предуральском прогибе.

Западно-Уральская складчатая зона и Центрально-Уральское поднятие характеризуются развитием карстовых процессов в девонских, каменноугольных и пермских карбонатных отложениях общей мощностью более 2000 м, наиболее закарстован западный склон Южного Урала.

В настоящее время на территории Урала известно более 3200 пещер, суммарной протяженностью около 244 км. Самые протяженные из них – Дивья (10100 м), Сумган (9860 м), Киндерлинская им. 30-летия Победы (9113 м), Кизеловская (Виашерская, 7600 м), Кунгурская Ледяная (5700 м), Ординская (4900 м). Глубочайшими пещерами Урала являются Киндерлинская им. 30-летия Победы (амплитуда 215 м), Шульган-Таш (165 м), Кутукская-4 (155 м), Сумган (134 м), Темная (132 м) (Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья, статистический справочник, 2010).

Для проведения исследования были выбраны наиболее значимые карстовые объекты в районах проявления карбонатного карста от тундр Заполярного Урала через районы распространения карбонатно-сульфатных пород в таежной зоне Среднего Урала до степей Южного Урала.

Относительная изолированность пещер, стабильность температурных условий и широкое распространение карстовых полостей на протяжении всего Урала, а также великолепная сохранность сформировавшихся минеральных образований делают их уникальным объектом для выявления специфики проявления геохимических процессов в условиях широтной климатической зональности, а также для реконструкции палеоклиматических условий.

Актуальность исследований обусловлена выявлением в последние годы комплекса изотопно-геохимических (Cheng H., 2000), минералогических (Андрейчук и др., 2001) и биологических (Фадеева и др., 2011) индикаторов значительных температурных колебаний, что наравне с активным использованием $^{230}Th/^{234}U$ датирования пещерных карбонатных образований позволяет прослеживать геохронологические записи климатических событий.

Значимость исследований определяется также выявлением роли живого и органического вещества в этих специфических биокосных системах, в которых жизнедеятельность может приводить к формированию фосфоритовых залежей.

Связь работы с научными программами, планами, темами. Работа выполнялась в рамках фундаментальных научных исследований ГИ УрО РАН по теме: «Эндогенные и экзогенные процессы в легкорастворимых осадочных комплексах пермской системы» (2006-2008 гг., ГР № 01200603854), «Исследование структурно-генетических особенностей соленосных и сульфатоносных формаций» (2009-2012 гг., ГР № 01200955519), программы Президиума РАН «Карстоопасность урбанизированных территорий» (2005-2007 гг.), интеграционного проекта УрО РАН № 12-И-5-2018 «Геологическое и геоморфологическое наследие Урала и Приуралья: проблемы сохранения в условиях недропользования» (2012-2014 гг., ГР № 01201270041), гранта РФФИ № 11-05-96014 р_урал_а «Разработка методики георадарных исследований подземного льда в пещерах» (2011-2013 гг.).

Целью диссертационного исследования является выявление и обоснование минеральных и геохимических индикаторов природных процессов в подземных карстовых ландшафтах Урала на протяжении четвертичного периода.

Для достижения поставленной цели были решены следующие задачи:

– изучены современные климатические условия и микроклиматические обстановки внутри пещер;

– выявлены условия образования современных минералов в подземных карстовых ландшафтах в разных микроклиматических обстановках и зависимости минералообразования от состава вмещающих пород;

– охарактеризована специфика минералообразования в подземных карстовых ландшафтах, расположенных в различных климатических зонах (Полярный, Северный, Средний и Южный Урал);

– выявлены условия и процессы формирования фосфатных отложений в подземных карстовых ландшафтах;

– реконструированы фациальные и палеоклиматические условия в четвертичной истории Урала;

– обоснованы наиболее значимые подземные карстовые ландшафты Урала в качестве новых охраняемых природных территорий.

Объект исследования – подземные карстовые ландшафты Урала и сопряженные с ними минеральные образования.

Предмет исследования – минералообразование и протекание геохимических процессов в подземных карстовых ландшафтах.

Главная научная идея определяется необходимостью обоснования подземных карстовых ландшафтов, как сложных систем с особой спецификой минералообразования и протекания геохимических процессов, которые зависят от состава карстующихся пород, имеющегося биокосного вещества, зон микроклимата в полости и сменой климата на поверхности.

Методы исследования, использованные в работе. Для проведения исследований использовались современные методы физико-географических, геологических, гидрогеологических наук и компьютерных технологий. Применительно к природным особенностям исследуемой территории использовались методы сбора, анализа и обобщения данных, режимные наблюдения за микроклиматическими параметрами и химическим составом подземных вод. При изучении образцов пещерных отложений использованы методы изучения минерального и химического состава: изотопии, термического анализа, сканирующей и рентгеноспектральной микроскопии, термоионизационной масс-спектрометрии.

Научная новизна полученных результатов.

1. На примере карбонатно-сульфатных и карбонатных массивов впервые прослежены механизмы структурной и вещественной трансформации пород.

2. В Кунгурской Ледяной пещере выявлены новые минералы (улексит, говлит, гейлюссит, Zn-сапонит) распределение которых согласуется с ее климатической зональностью.

3. Впервые выявлены и обоснованы новые типы криогенных минералов, образование которых связывается с размораживанием и собирательной перекристаллизацией микрокристаллов из льда при положительных и отрицательных температурах.

4. Установлена широтная зональность современного минералообразования в пещерах Урала, обусловленная различным соотношением процессов замерзания и оттаивания, различной интенсивностью гипергенной трансформации вещества.

5. Впервые изучены и описаны карстовые ландшафты на территории распространения многолетнемерзлых пород.

6. Впервые при помощи U/Th метода плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии получены датировки криогенных пещерных карбонатов, образование которых происходило в периоды межледниковий на протяжении последних 0,7 млн. лет.

7. Впервые выявлены фосфоритовые породы, связанные с отложением плейстоценового костного материала на Урале. Полученные геохимические данные позволили пересмотреть геологический возраст отложений в пещерах Махневская Ледяная и Кизеловская (Виашерская) от голоцена до начала микулинского межледниковья (MIS-5e).

8. Минеральные и геохимические индикаторы теплых и холодных периодов в четвертичной истории позволили выделить новые объекты природного наследия среди карстовых ландшафтов Урала.

Практическая значимость работы.

1. Выявленные особенности структурно-вещественного изменения и интенсивности проявления геохимических процессов, происходящих в карбонатно-сульфатных массивах, могут быть использованы при оценке безопасного промышленного и гражданского освоения закарстованных территорий.

2. Полученные закономерности современного минералообразования позволяют провести оценку накопления полезных ископаемых в подземных карстовых ландшафтах.

3. На основе выделенных автором минералогических и геохимических индикаторов получены новые принципы выявления уникальных подземных карстовых ландшафтов Урала, а также обоснования их в качестве новых охраняемых природных территорий.

4. Результаты исследований используются при организации научно-исследовательской работы аспирантов и магистрантов ГИ УрО РАН и ПГНИУ, а также при чтении лекций и проведении практик у студентов географического факультета ПГНИУ.

Личный вклад. Автором самостоятельно сформулированы цель и задачи диссертации, составлен план и программа исследования, выбраны и обоснованы методы исследования. Диссертант непосредственно организовывала и принимала участие в полевых экспедиционных и научно-исследовательских работах на протяжении 2005-2015 гг. в более чем 300 пещерах от Полярного до Южного Урала. Материалы исследований, вошедшие в диссертацию, обработаны лично автором.

Апробация результатов. Основные положения и результаты работы доложены и обсуждены на 14 научных конференциях, сессиях, школах, чтениях и совещаниях: Международном II симпозиуме по пещерам с ледяными образованиями (Словакия, 2006); Спелеологической школе 8-го симпозиума по карсту и криокарсту (Польша, 2007); научно-практической конференции «Изучение, сохранение и использование объектов геологического наследия северных регионов» (г. Сыктывкар, 2007); генеральной ассамблее Европейского союза наук о земле (Австрия, 2008); Международном III симпозиуме по пещерам с ледяными образованиями (г. Кунгур, 2008); научно-практической конференции «Пещеры: охрана, история исследований, культура, туризм, современное состояние и перспективы научных исследований в пещерах на территории бывшего СССР» (г. Красноярск, 2008); Международной 17-й карстологической школе, посвященной

изучению климата пещер (Словения, 2009); Международном IV симпозиуме по пещерам с ледяными образованиями (Австрия, 2010); Международном VI Конгрессе экскурсионных пещер мира (Словакия, 2010); Международной 19-й карстологической школе (Словения, 2011); Интернациональном конгрессе «Научные исследования в экскурсионных пещерах» (Словения, 2012); Международном V симпозиуме по пещерам с ледяными образованиями (Италия, 2012); XVI Международном конгрессе спелеологов (Чехия, 2013); Международной конференции «Четвертичная история Урала: глобальные тенденции и общеевропейские четвертичные записи. INQUA-SEQS 2014» (г. Екатеринбург, 2014). Отдельные вопросы диссертации обсуждались на ежегодных региональных конференциях: научной сессии Горного института УрО РАН «Стратегия и процессы освоения георесурсов» (г. Пермь, 2005-2015); научно-практической конференции «Геология и полезные ископаемые Западного Урала» (г. Пермь, 2007, 2009); научных чтениях памяти П.Н. Чирвинского «Проблемы минералогии, петрографии и металлогении» (г. Пермь, 2009-2014).

Публикации. Автором опубликовано 170 работ. Из них по теме диссертации 87, общим объемом 77,74 п.л. (авт. – 30,29 п.л.), в том числе 19 статей в рецензируемых изданиях по списку ВАК Российской Федерации, 2 монографии, 64 материала конференций и два свидетельства о государственной регистрации базы данных в Федеральной службе по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам.

Структура и объем работы. Диссертация объемом 295 страниц машинописного текста состоит из введения, шести глав, заключения, списка литературы, включающего 259 источников. В ней содержится 171 рисунок и 18 таблиц.

Автор выражает благодарность за постоянное внимание и консультации на протяжении всей работы директору Института степи А.А. Чибилеву, за поддержку проведенных исследований заведующему лабораторией ГМПИ ГИ УрО РАН И.И. Чайковскому.

Глава 1. Общая характеристика карстовых ландшафтов Урала

1.1.История изучения

Наиболее ранние упоминания о пещерах Северного Приуралья были отражены на карте мира, составленной итальянским монахом фра-Мауро около 1459 г. В первой половине XVIII в. в связи с расширением географических исследований началось масштабное изучение уральских пещер. В 1703 г. по указу Петра I С.У. Ремезов получил задание составить чертежный план города Кунгура и Кунгурского уезда. Летом того же года он выполнил «чертеж Кунгурских пещер». В 1720 г. исследователь Сибири Д.Г. Мессершмидт, находившийся с экспедицией в Тобольске, отправил в город Санкт-Петербург рапорт, к которому приложил план Кунгурской пещеры с надписями на немецком языке. Подобный чертеж опубликован в книге Ф.И. Страленберга (1730), изданной в Стокгольме. Так как данная схема пещеры похожа на многие другие работы Ремезова, учеными было доказано, что чертеж Ф.И. Страленберга является копией с исчезнувшего плана Кунгурской Ледяной пещеры (Андреев, 1939; Иванов, 1958).

В 1720-1723 гг. начальник Уральских и Сибирских горных заводов В.Н. Татищев неоднократно посещал город Кунгур. Посетив пещеру, он сделал некоторые выводы и нашел объяснение, связанное с образованием пещеры. В.Н. Татищев считал, что подобное явление связано с «разведением» и выносом породы водой, а не с «действием внутреннего огня», как считалось ранее.

Профессор Петербургской Академии наук И.Г. Гмелин с 1733 по 1743 г. путешествовал в составе сибирской группы второй Камчатской экспедиции и посетил Кунгурскую Ледяную пещеру. После посещения пещеры на 8 страницах им была составлена рукопись «О Кунгурской подземной пещере» с планом пещеры и видом Ледяной горы. А.Н. Ивановым был сделан перевод данной рукописи с латинского на русский язык. Ученый

был первым, кто обратил внимание на «грязь», состоящую из пыли алебастра и расположенную на поверхности льда, и объяснил ее образование вымораживанием частичек гипса из воды. И.Г. Гмелиным также были произведены первые температурные наблюдения в пещере.

П.И. Рычков опубликовал первую в России работу о пещере на р. Белой (Каповой). Он утверждал, что пещеры могут образоваться «от подземного огня и от потоков подземных вод», но высказал ошибочное мнение о том, что пещера Бельская «ежели не вся, то по большей части, руками человеческими строена». В другой работе П.И. Рычкова описаны две пещеры на склонах р. Белой, а также четыре пещеры в долинах ее притоков. В Симской и Бельской пещерах он обратил внимание на шум, вызванный, вероятно, водой или ветром.

Конец XVIII в. был временем академических экспедиций, организованных по проекту М.В. Ломоносова. В отчетах участников экспедиций 1768-1774 гг. И.И. Лепехина, Н.П. Рычкова, П.С. Палласа, И.П. Фалька, И.И. Георги и других содержатся описания многих пещер, а также расположенных в них подземного льда и сталагмитов.

Первым Оренбургским отрядом, отправившимся в экспедицию (1768-1774), руководил известный ученый-натуралист П.С. Паллас. Маршрут ее проходил по Поволжью, Прикаспию, Башкирии, Уралу, Забайкалью, Сибири. Летом 1768 г. Паллас наблюдал ряд интересных явлений в известняках и гипсах Среднего Поволжья. Исследователями в течение экспедиции были описаны также пещеры Самарской Луки, семь пещер в Башкирии и впервые было отмечено своеобразие Илецких и Индерских гипсовых пещер-ледников.

Состоявший в отряде П.С. Палласа Н.П. Рычков в 1768-1770 гг. совершил несколько поездок по Заволжью и Приуралью и описал пещеры на берегах рек Ика и Колвы. Летом 1769 г. он обследовал в гипсах правого берега р. Ик (Башкирия) ледяную пещеру и пришел к выводу, что пещера «образована водою». Рычков отметил неустойчивость сводов гипсовых пещер, постоянные обрушения и образование на поверхности провалов.

Концепция антропогенного происхождения пещер, выдвинутая его отцом – П.И. Рычковым, им отвергается. В 1770 г. Н.П. Рычков посетил Дивью пещеру на Урале, где заинтересовался происхождением натечных образований.

Вторым Оренбургским отрядом экспедиции руководил И.П. Фальк, а после его смерти – И.И. Георги. И.П. Фальк в 1772 г. занимался осмотром уральских горных заводов. В его записках упоминается Кунгурская пещера в гипсах и провалы по берегам рек Сылвы и Ирени.

И.И. Лепехин, выдающийся русский путешественник и натуралист, в 1768-1772 гг. руководил третьим Оренбургским отрядом, который исследовал Поволжье, Урал и север европейской части России. Летом 1770 г. он описал несколько пещер Башкирии. Самая главная из них, Курманаевская, расположена в гипсах правого берега р. Аургазы. По описанию ученого, она отличалась «теплотой», отсутствием обвальных масс, наличием вязкой глины на полу и жил селенита, отпрепарированных в виде карнизов и других «уборов». В одной из пещер Лепихин обратил внимание на «трубы», две из которых сообщались с поверхностью. В горе Тирмен-Тау было отмечено этажное расположение пещер. В двух ходах верхнего яруса И.И. Лепехин слышал шум, вызванный, по его мнению, движением воздуха или воды. Интересно указание на связь водных потоков с пещерами.

С большим риском было сопряжено подробное исследование пещеры Бельской (Каповой). В 1760 г. два зала этой пещеры посетил П.И. Рычков. И.И. Лепехин с двумя товарищами проник в гроты и проходы более чем на 1 км, преодолев глыбовые завалы, окна, уступы (с помощью веревки и «лесины»). Ученый указал подробные размеры гротов, а также отметил наличие влаги на стенах, капели и натеков. В августе 1770 г. И.И. Лепехин посетил Кунгурскую пещеру и осмотрел воронки на Ледяной горе. Он дошел до Большого Подземного озера и указал длину, ширину, высоту гротов, их ориентировку, а также отметил наличие глыбово-обвальных масс, осыпей, труб, ледяных образований, озер.

В июне 1771 г. были изучены пещеры в бассейне р. Яйвы. Исследование пещер Урала и Приуралья позволило И.И. Лепехину обосновать теорию происхождения пещер и натеков, показать связь поверхностных форм и гротов, проследить зарождение водных потоков в пещерах. Другие подробные описания провалов и пещер по рекам Вижаю, Яйве, Колве, Чусовой приводятся в «Хозяйственном описании Пермской губернии», составленном Н.С. Поповым в 1802-1803 гг., в сочинении В.М. Севергина «Опыт минералогического землеописания Российского государства» (1809).

В отечественной литературе термин «карст» впервые был использован Бенексом, который в 1882 г. опубликовал в «Горном журнале» реферат «О явлениях карста». Е.С. Федоров применил этот термин в 1883 г. при описании Кунгурской Ледяной пещеры.

Во второй половине XIX в. расширенные геологические исследования вели Геологический комитет (П.И. Кротов, А.П. Иванов, А.А. Штукенберг), Уральское общество любителей естествознания и Общество естествоиспытателей при Казанском университете. Данные о карстовых явлениях приводятся в работах археологов и краеведов (С.И. Сергеев, Ф.А. Теплоухов, П.А. Некрасов). В начале XX в. в специальных работах Н.И. Каракаша, А.А. Штукенберга, В.А. Варсанофьевой появляются теоретические обоснования карстовых процессов.

В 1920-1940 гг. в связи с большими масштабами строительства, а также вследствие поисков и добычи полезных ископаемых, в стране проводилась масштабная геологическая съемка. Во многих отчетах встречаются специальные разделы, посвященные описанию карстовых форм. В 1938 г. выходит сводная работа о карсте Урала М.О. Клера.

В 1930-х гг. в Кизеловском угольном бассейне под руководством В.Н. Головцына начинают успешно применяться геофизические методы исследования карстовых форм. На научной конференции в г. Кизел (1933) были подведены итоги исследования карста в течение этого времени и в

июле 1934 г. организована первая Уральская научно-исследовательская карстовая станция.

В связи с проектированием гидротехнических сооружений в 1930-1940 гг. карстовые явления на реках Каме, Чусовой и Сылве изучали Н.К. Тихомиров, Г.С. Буренин, А.А. Турцев, В.П. Гульденбальк, М.С. Полозов, И.М. Переслегин.

Послевоенное время характеризуется активным изучением данных процессов. Созванная по инициативе Г.А. Максимовича (ПГУ) вторая Всесоюзная карстовая конференция (1947) подвела итоги различных исследований, проведенных в целом по стране, и наметила основные проблемы. Рассматривались общие вопросы карстоведения, возможности гидротехнических сооружений, а также были продемонстрированы инженерно-геологические решения в строительстве на закарстованных территориях.

В 1946 г. была основана карстово-спелеологическая станция Естественно-научного института при Пермском государственном университете. В это же время под руководством Л.В. Голубевой проводились систематические наблюдения за карстовыми процессами на территории заказника «Предуралье».

В 1948 г. на базе Кунгурской Ледяной пещеры учеными была организована карстово-спелеологическая станция МГУ и в 1952 г. преобразована в Кунгурский научно-исследовательский стационар Уральского филиала Академии наук СССР. Сотрудники стационара В.С. Лукин, А.В. Турышев, Е.П. Дорофеев, А.Д. Бураков, Ю.А. Ежов вели систематические наблюдения в пещере, а также изучали карст на территории всего Урала. В 1954 г. вышла в свет работа Д.В. Рыжикова «Природа карста и основные закономерности его развития», которая была переведена и опубликована в Китае, Болгарии и Венгрии.

Со второй половины 1940-х гг. город Пермь становится признанным центром карстоведения и спелеологии в стране. Теоретические основы

карстоведения были изложены в капитальном труде Г.А. Максимовича «Основы карстоведения». В 1948 г. в Перми начинается выпуск сборника «Пещеры», являющегося и в наше время главным журналом о спелеологии в стране.

В 1977 г. в Пермском государственном университете была открыта новая кафедра – инженерной геологии. Основными направлениями ее деятельности являются изучение геодинамики берегов камских водохранилищ, вопросов инженерной геологии карста, а также проведение структурно-тектонического анализа (И.А. Печеркин, А.И. Печеркин, В.Н. Катаев, В.И. Каченов, В.М. Шувалов, Ш.Х. Гайнанов, В.Е. Закоптелов и др.).

После смерти Г.А. Максимовича в 1979 г. ученики профессора продолжили начатое им дело. Продолжают публиковаться сводки различных регионов, методики по изучению карста, словари-справочники, организуются совещания и конференции. О подземных пространствах, как об особом виде интегральных ресурсов, говорится в работах В.Н. Дублянского: «Карст мира» (2007), «Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений» (2005), «Инженерное карстоведение» (2009), «Занимательная спелеология» (2000), «Пещеры и моя жизнь» (2010).

На сегодняшний день карсту Урала посвящено более 8 тысяч публикаций. Несмотря на это, многие карстовые ландшафты Урала еще слабо изучены.

1.2.Характеристика карстовых ландшафтов Урала в рамках широтной зональности

Выявление условий карстообразования на обширной территории Урала, имеющей сложное геологическое строение и расположенной в четырех климатических поясах, возможно только на основе типологического районирования. Типизация карста Урала была основана на историко-

генетических, структурно-морфологических и динамических принципах (Максимович, Горбунова, 1965; Максимович, 1979).

Районирование карста Урала и Приуралья впервые было выполнено Г.А. Максимовичем (1958) и впоследствии совершенствовалось и усложнялось (Г.А. Максимович, В.П. Костарев, 1973; В.П. Костарев, 1990).

В основу типологического районирования карста Урала были положены геолого-структурные, гидрогеологические, зонально-климатические и ландшафтные принципы. Схемы выделения отдельных районов Урала были отражены также в работах И.К. Кудряшова (1961), Е.А. Лушникова (1962), В.И. Мартина (1971), К.А. Горбуновой и др. (1992), Н.Н. Назарова (1996), Р.Ф. Абдрахманова и др. (2002), В.М. Павлейчика (2011).

Отдельно были представлены сводки крупнейших пещер Урала (Лобанов, 1974). В работе И.А. Лаврова и В.Н. Андрейчука (1993) было проведено спелеологическое районирование Урала с перечисленными в каждой области спелеообъектами, а именно наиболее примечательными, а также глубочайшими и длиннейшими пещерами, известными на тот период. Наиболее достоверная информация по количеству пещер и их морфологическим характеристикам содержится в статистическом справочнике «Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья» (2010).

1.2.1. Карст Пай-Хоя, Заполярного и Полярного Урала

В карстологическом отношении Пай-Хой и Полярный Урал исследованы слабо. Процессам растворения подвержены силурийские, девонские, каменноугольные и пермские известняки и доломиты. Среди поверхностных форм преобладают воронки и суходолы. Подземные формы представлены небольшими пещерами и полостями, развитыми иногда на значительной глубине. В тундре широко распространена многолетняя мерзлота. Мощность мерзлого грунта изменяется в среднем от 20 м на западе

до 80 м на востоке, достигая в некоторых местах 200 м. В южных районах тундры вечная мерзлота носит островной характер. Глубина летнего оттаивания верхнего слоя определяется гидрогеологическими особенностями территории и механическим составом грунтов. Реки имеют преимущественно снеговое питание. На территории расположено много озер, достигающих иногда значительных размеров.

Печорско-Воркутинская карстовая область. На Западном склоне Полярного Урала наиболее северным районом, в котором присутствует карст, является кряж Енганепэ, в структурном отношении представляющий собой антиклиналь. Мощность известняков и доломитов с прослоями песчаников и сланцев 370 м. Карбонатные породы силура, девона и карбона сильно трещиноваты, кавернозны и содержат водоносный комплекс карстовых гидрокарбонатных кальциевых вод с общей минерализацией 470 мг/л. Дебиты источников, выходящих в долине р. Уса, составляют 5-6 л/с (Дублянский, 2001).

Карстовые явления наблюдаются в верховьях рек Воркута, Уса, Малая и Большая Уса. Поверхностные карстовые формы приурочены к речным долинам и склонам, однако встречаются и на водоразделах рек Малая и Большая Уса. Они представлены коррозионными и провальными воронками, блюдцеобразными понижениями и небольшими пещерами.

На правом берегу р. Уса в каменноугольных известняках в 20 м выше уреза воды известна пещера длиной 10, шириной 8, высотой 3 м.

В районе г. Воркута скважинами вскрыты полости высотой от 0,3 до 9,0 м, заполненные суглинками и глинами со щебнем известняка.

Современный карст развивается до уровня реки Воркуты в тех местах, где известняки и доломиты залегают неглубоко (Костарев, 1990).

Черновский и Чернышевский районы. Кряж Чернышева и гряда Чернова располагаются на северо-востоке Печорской низменности и представляют собой платформенные структуры, ограничивающие Предуральский краевой прогиб с запада. Долины крупных рек Печорской

низменности отличаются значительной шириной. На их склонах развито 6-7 надпойменных террас. Долины небольших рек обычно узкие, глубокие, с довольно крутыми склонами.

Антиклиналь Чернова представляет собой полосу слабо выраженных в рельефе возвышенностей с отметками около 200 м над уровнем моря, проходящих между реками Адзьва и Большая Роговая.

Карстовые явления в известняках и доломитах силура, девона и карбона приурочены к средней части антиклинали Чернова и представлены каррами, воронками, рвами и небольшими пещерами. Карстовые воронки обычно расположены группами, имеют овальную форму. Диаметр их до 10 м, глубина не более 4 м. Рвы имеют длину 15 м, ширину 1,5 м, глубину 5 м. В пределах известняковой гряды четвертичные ледниковые отложения имеют мощность до 20 м. К югу и северу мощность четвертичного покрова возрастает до 70-100 м, и карстовые явления на поверхности не наблюдаются.

Гряда Чернышева в сводовой части сложена породами ордовикского, силурийского, девонского, каменноугольного и пермского возраста, смятыми в узкие антиклинальные складки. Силурийские доломиты и доломитизированные известняки имеют мощность 1000 м; девонские известняки и глинистые известняки – до 700 м; каменноугольные тонкоплитчатые доломитизированные известняки – до 580 м; нижнепермские известняки, глинистые и песчанистые известняки – до 250 м (Гуслицер, 1965).

Несмотря на то, что северная часть гряды Чернышева находится в области развития многолетнемерзлых пород, карстовые явления здесь выражены довольно ярко. Среди поверхностных форм преобладают воронки и суходолы. Воронки имеют диаметр до 15 и глубину до 8 м; в южной части района отмечены воронки диаметром до 50 и глубиной до 10 м, часто заполненные водой.

Наличие крупных поверхностных форм карста связано с древними процессами растворения пород, проходившими в более теплые и влажные эпохи. Наиболее северные участки развития карста площадью около 40 км^2 располагаются в верховьях р. Адзьва. Здесь закарстованы силурийские, девонские, каменноугольные и пермские карбонатные отложения, слагающие водораздельный хребет между реками Адзьва и Малая Роговая. Карстовые формы представлены немногочисленными воронками диаметром 2-20 и глубиной 8-10 м. Для карста этой территории характерна небольшая мощность четвертичного покрова на возвышенных участках. Воронки в карбонатных породах выполнены озерно-ледниковыми и ледниковыми отложениями. Особенно интенсивно закарстована долина р. Шарью (в ее среднем течении). Среди форм рельефа наблюдается сочетание эрозионных и карстовых форм. Здесь имеются «висячие» карстовые долины, обрывающиеся крутыми уступами к руслу р. Шарью, с цепями карстовых воронок на дне. Карстовые гидрокарбонатные кальциевые воды этой части района приурочены к известнякам и доломитам палеозоя.

Для рек, секущих гряду Чернышева в области распространения карбонатных пород, характерно непостоянство стока: вода в русле, сложенном трещиноватыми, закарстованными породами, держится только в дождливое время года; в сухое же русла пересыхают. Карстовые явления кряжа Чернышева формировались в период от верхней перми до настоящего времени. Более крупные формы относятся к дочетвертичному, мелкие – к четвертичному времени.

В долинах рек встречаются карстовые источники с дебитом до 10 л/с. Наиболее изученные карстовые источники располагаются на ручье Пымва-Шор.

На Восточном склоне Полярного Урала карстовые ландшафты ранее не были описаны и не входили в схему районирования карста Урала (Максимович, Костарев, 1973; Костарев, 1990). Карстовые формы встречаются в пределах хребтов Янганапэ и Нявапэ. Они представляют собой

древние рифы нижнедевонского возраста и хорошо выделяются среди равнинной тундры. Высотные отметки достигают 250-300 м. Мощность многолетнемерзлых пород в исследуемом районе достигает 100-150 м. Карстующиеся породы (мраморизованные известняки) выходят на дневную поверхность и только в некоторых местах прикрыты почвенно-растительным слоем или маломощным чехлом современных элювиально-делювиальных отложений. Таким образом, по характеру покрова изученный район относится к открытому (голому) и прикрытому типу карста. На изученной территории были обнаружены 6 пещер (протяженностью до 30 м), гроты, карстовые озера, арки и останцы.

1.2.2. Карст Приполярного Урала

В пределах Предуральского краевого прогиба и западного склона Приполярного Урала карстовые явления приурочены к Лемвинскому синклинорию (**Лемвинский карстовый район**), разбитому серией крупных сбросов. Карстовые явления здесь связаны с силурийскими, девонскими и каменноугольными карбонатными породами. Силурийская толща представлена доломитами, доломитизированными известняками, а также мергелистыми известняками; таков же состав девонских отложений. Каменноугольная толща сложена известняками, а в верхней части – известняками с прослоями сланцев и битуминозных известняков (Костарев, 1990).

В бассейне р. Кожим (приток р. Косью) развиты кристаллические, иногда глинистые известняки и доломиты ордовика; известняки, доломиты и доломитизированные известняки силура; доломитизированные известняки с прослоями известняков и глинистых сланцев карбона; известняки перми. Все карбонатные породы трещиноваты и сильно закарстованы.

Самая длинная пещера на данной территории — Лемвинская, находящаяся на правом берегу Лемвы на 20 км ниже устья р. Малая Надота.

Впервые была описана А.З. Бикбаевым (1978). Пещера заложена в каменноугольных известняках и имеет протяженность 207 м (Лавров, Андрейчук, 1993).

Карстовые явления в бассейнах рек Сынь и Вангыр приурочены к девонским известнякам с прослоями мергелей и известнякам карбона. Карстовые воронки обычно имеют округлую форму и заполнены четвертичными суглинками с валунами и с щебнем известняка в нижней части.

На Восточном склоне Приполярного Урала карстовые процессы описаны в известняках верхнего силура и нижнего карбона, которые выходят на поверхность среди болот, а также в долине р. Арбынья. Карстовые воронки часто заполнены остаточно-инфильтрационными фосфатами (Шатров, 2012).

В пределах Рутилового плато в междуречье Кобылы-Ю и Пуйвы описана ***Пуйвинская*** хрусталеносная гидротермокарстовая пещера длиной 100 м, заложенная в ордовикских мраморах щугорской свиты (Андрейчук, Лавров, 1992).

В нижнем течении р. Няйс-Манья обнажается мощная толща светло-серых и серых водорослевых известняков живетского яруса (Шатров, 2013).

Выходы известняков в виде скальных выходов высотой до 40-50 м зафиксированы в долинах рек Большая Люлья и Ятрия. Рифовые массивы девона на этой территории хорошо изучены на примере р. Большая Люлья и в нескольких километрах восточнее по берегам р. Ятрия. В литературе эти выходы встречаются под названием «Люльинский риф». Его мощность оценивается в 1500 м (Шатров, 2013). Здесь известны такие пещеры, как ***Люльинская*** (140 м) и ***Люльинская-2*** (50 м) (Лавров и др., 1992).

1.2.3. Карст Северного Урала

На данной территории изучено свыше 50 карстово-эрозионных депрессий длиной от 2 до 100 км и шириной от сотен метров до 44 км в карбонатных породах протерозоя-перми. Депрессии формируются в зоне активного водообмена на контакте карбонатных пород с некарстующимися и представляют собой палеополья. Их выполняют мезо-кайнозойские алмазоносные отложения мощностью до 100 м.

Канинская пещера (63 м) заложена в верхнекарбоновых известняках в правом склоне долины р. Печоры. Долгое время пещера была родовым святилищем вогулов. Здесь проводились ритуальные захоронения медвежьих черепов (более 70 особей) и хранились различные предметы, преподнесенные в дар мифическим существам. В пещере сохранились следы костров и ритуальных жертвоприношений животных (Канивец, 1964). Интересные находки плейстоценовой фауны сделаны в ***Уньинской*** пещере (390 м) и пещере ***Медвежьей*** (480 м).

На р. Щугор в каменноугольных известняках скал Средние ворота известна пещера ***Шер-Кырта*** (120 м) (Кеммерих, 1969).

На Центрально-Уральском поднятии древние протерозойские метаморфические и нижнепалеозойские вулканогенные и осадочные образования слагают антиклинории и синклинории, разбитые многочисленными разрывными нарушениями меридионального и субмеридионального простирания. Улсовско-Койвинский синклинорий сложен ордовикскими, силурийскими и девонскими известняками, доломитами с прослоями глинистых сланцев, мраморами, мраморизованными известняками. Карбонатные массивы занимают пониженные участки рельефа. Известняки неравномерно закарстованы и перекрыты песчано-глинистыми элювиально-делювиальными и аллювиальными отложениями.

Наиболее водообильны субмеридиональные придолинные участки рек

Вишеры, Колвы, Березовой и Улс. Здесь выходят карстовые источники с дебитом до 80 л/с. Водоносная зона на контакте известняков с метаморфическими породами протерозоя и сланцами ордовика проходит восточнее пос. Велс. К ней приурочен родник с дебитом 200 л/с.

В пределах Пермского края в Западно-Уральской складчатой зоне закарстованы карбонатные породы (известняки, доломиты, доломитизированные известняки) возраста от среднего девона до нижней перми и в меньшей степени – более древние, общей мощностью до 2000 м.

Ксенофонтовский карстовый район. Развитие карста связано в основном с кунгурским карбонатно-сульфатным водоносным комплексом иренского горизонта. Карстовые явления на данной территории относятся к сульфатному (в гипсах и ангидритах) и карбонатному (в известняках и доломитах) карсту. Он принадлежит к открытому (участками), покрытому (подэлювиальному, подаллювиальному и подфлювиогляциальному), а местами к перекрытому карсту и развит в долинах рек Колвы и Вижайки. Здесь описаны многочисленные карстовые воронки диаметром 40-50 и глубиной 15-20 м. В данном районе также присутствуют овальные котловины, имеющие диаметр до 1 км (Горбунова и др., 1992).

В районе известно семь пещер в известняках, среди которых самая большая пещера Урала – ***Дивья*** (10,1 км/28 м).

Вишерский район. Располагается в южной части Верхнепечорской впадины, в бассейнах нижнего течения р. Колвы и ее правого притока – р. Вишерки. В погруженной осевой части впадины развита мощная (более 350 м) толща гипсов, ангидритов, солей, переслаивающихся с доломитами, и огипсованных терригенных пород кунгурского яруса. Гипсы и ангидриты выходят на поверхность в долинах Колвы и Вишерки. Они образуют ряд куполовидных структур длиной 6-8 км. Сульфатный карст интенсивно проявляется на участках, где развиты песчано-глинистые отложения, включающие прослои гипса. Поля крупных воронок диаметром 40-50 и глубиной 15-20 м были найдены на водоразделе р. Заболотной у с. Кикуса.

Соляной карст развит в долине р. Вишерки и в окрестностях оз. Чусовского. О растворении сульфатно-галогенных пород свидетельствует и значительная минерализация (до 34 г/л) подземных и поверхностных вод района, имеющих хлоридно-сульфатный натриевый состав (Шестов, Шурубор, 1963).

В Западно-Уральской складчатой зоне Северного Урала располагаются Верхневишерский и Средневишерский районы (Горбунова и др., 1992).

Верхневишерский район расположен в бассейнах верховьев р. Вишеры и ее притоков - рек Лыпья и Улс. Здесь закарстованы карбонатные породы среднего ордовика и силура. Наиболее распространены неглубокие блюдцеобразные воронки, иногда заполненные водой. Реже встречаются конусообразные формы с выходами коренных пород на стенках и поглотителями на дне. В силурийских мраморах плотность воронок достигает 12 шт/км^2. На левобережье р. Вишеры поноры в руслах ее притоков (Таборная, Ивановка, Юбрышка) поглощают поверхностный сток. Суходолы имеются и на правобережье р. Вишеры (Сухая Лыпья, Гладкий Лог).

Наиболее интенсивный карст установлен на восточном склоне хр. Ольховский Камень, на севере горы Ишерим, на южном перевале хр. Молебный Камень. В устье реки Сухая Лыпья мелкие полости вскрыты скважинами до глубины 100 м, причем до отметки 96 м они заполнены аллювием. В этом районе за счет подземного перетока Сухой Лыпьи образованы ***Лыпьинская*** (450 м) и ***Сухая Лыпьинская*** (130 м) пещеры (Лавров, 2010).

В массивах силурийских известняков известно 7 пещер, длиннейшей является ***Вишерская***, протяженностью 1200 м (Лавров, 2010).

Средневишерский район занимает обширную территорию от северной границы края до междуречья Вишеры и Язьвы. Наиболее закарстованы здесь известняки и доломиты девона, нижнего и среднего карбона и небольшое количество более древних отложений. К долинам рек тяготеют воронки,

исчезающие реки, суходолы, пещеры, родники. В пределах Колчимской антиклинали описан карст доломитов верхнего протерозоя. Зона горизонтальной циркуляции представляет собой равномерно обводненную систему сообщающихся трещин и пустот на уровне реки Большой Колчим. Карстовые воды выходят на поверхность в виде восходящих родников, имеющих дебит более 100 л/с (Пьяный ручей). Минерализация воды менее 0,1 г/л, состав – гидрокарбонатный кальциевый.

В районе насчитывается около 98 пещер в карбонатных породах девона, карбона и перми. Входы в пещеры располагаются на склонах долин, а также в воронках. Наиболее крупные – Еранка (500 м), Язьвинская (300 м), Черная (250 м), представляющие собой выводящие каналы подземных потоков (Дублянский и др., 2001).

Северо-восточнее пос. Северный Колчим (15 км) на правом берегу р. Язьвы находится ***Язьвинская*** пещера (300 м). На левобережье р. Северный Колчим, правого притока р. Язьвы, ниже впадения левого притока Илья-Вож, закарстованы карбонатные породы нижнего силура, верхнего девона, нижнего и среднего карбона.

Соликамский район приурочен к Соликамской депрессии, осложненной средними и мелкими структурами. Он простирается от нижнего течения р. Низьвы на юг, до междуречья Яйвы и Косьвы. С запада он ограничен меридиональными отрезками Колвы и Вишеры, а южнее – долиной Камы; восточная граница на севере совпадает с границей складчатого Урала, южнее она прослеживается по правобережью Глухой Вильвы и долине реки Усолки.

С соляными породами депрессии связано Верхнекамское месторождение калийных и магниевых солей. Соляные формации вытянуты с севера на юг на 200 км при ширине полосы 50 км и площади 6,5 тыс. км^2.

Здесь развит соляной и сульфатно-соляной перекрытый и перекрыто-покрытый карст, который связан с растворением соли надсолевыми и околосолевыми подземными водами. В результате их деятельности породы кровли медленно оседают (это ярко выражено в долинах рек Глухой Вильвы,

Колынвы, на левых притоках реки Язьвы и в районе оз. Нюхти).

К активизации карста нередко приводит и инженерно-техническая деятельность человека. Она может быть различной (Бельтюков, 1978). На территории Березниковско-Соликамского района с 1430 г. функционировало почти полтора десятка крупных пунктов рассолодобычи, которые насчитывали более 200 скважин. Часть рассольных скважин существует и в настоящее время. Например, на Шумковском месторождении напорные соленые воды выходят на поверхность через заброшенные скважины, образовав своеобразные хлоридные натриевые источники с минерализацией до 30 г/л.

Соляные отвалы калийных предприятий занимают площадь более 700 га. Ежегодно их объем увеличивается на 0,01 км^3. В породах отвалов образуются карры, колодцы, провалы и даже пещеры (Андрейчук и др., 1989).

Современный и древний соляной карст, в свою очередь, проявляется на поверхности при образовании мульд проседания, расширенных участков долин, озерных котловин. В северной части Соликамской впадины у поселков Кузнецово, Губдор, Немзя расположены понижения диаметром до 15 км, имеющие плоские заболоченные днища (Бельтюков, 1978). По ним проложили свои русла реки Вишера, Колынва, Глухая Вильва. Среди болот встречаются озера (Нюхти, 5,5 км^2, Дикое, 1,5 км^2 и др.).

На *восточном склоне Северного Урала* карстующиеся породы распространены значительно меньше. В **Ивдельском и Североуральском карстовых районах** карстопроявления рассматривались при геологических и гидрогеологических исследованиях, а также при промышленной разработке месторождений полезных ископаемых в верховьях Лозьвы, Сосьвы, Вижая, Северной Тошемки, Талицы Лобва.

Известняки верхнего силура тянутся полосой, ширина которой составляет около 2,5 км. В них отмечены воронки, сухие лога и русла (с поглощением до 50 л/с). Девонские известняки представлены длинным

(70 км) и широким (10 км) поясом. Именно в этих породах отмечена наибольшая закарстованность.

В Североуральском спелеорайоне Свердловской области на реке Лозьве и ее притоках (Вижае, Северной Тошемке, Талице) спелеологами Свердловской городской спелеосекции с 2007 г. открыто более 67 новых пещер (Цурихин, 2012), из них наиболее протяженные ***Северная*** (2,25 км/-60 м), ***Таежная*** (850 м/-64 м), ***Татищева*** (430 м).

Подземные проявления карста наиболее интенсивно развиты до глубины 200 м и представлены закарстованными трещинами, кавернами, каналами, полостями, пещерами. Их размеры и форма чрезвычайно разнообразны. При проходке горных выработок встречались полости объемом от нескольких до тысячи и даже десятков тысяч кубометров.

На Сосьве и ее притоках Вагране, Колонге, Какве известно более 25 пещер (Цурихин, 2013), из них наибольшими являются ***Большая Коноваловская*** (2400 м / 23 м), ***Партизанская*** (им. Олега Лишина) длиной 500 м, ***Старателей*** (450 м), ***Счастливая*** (450 м), ***Петропавловская*** (370 м / 12 м), на реке Ивдели длиннейшая пещера – ***Большая Юртищенская*** (930 м).

В долине Каквы много карстовых воронок диаметром от 1 до 4 м и глубиной до 2 м. Здесь отмечены и провальные воронки (диаметр до 30, глубина до 20 м). На левом берегу Каквы имеются пещеры, наибольшими являются ***Жилище Сокола*** (180 м) и ***Каквинская-2*** (130 м). Трещиноватость и закарстованность в породах распространены до глубин от 30-35 до 70-75 м.

1.2.4. Карст Среднего Урала

Верхнекосьвинский и Верхнеусьвинский районы располагаются в верховьях Косьвы и ее притоков - рек Тыпыл и Кырья. Здесь закарстованы преимущественно силурийские и девонские известняки и доломиты. Плотность воронок невелика. Территория изучена слабо. Для карстовых

районов характерны карстовые родники со значительными дебитами и суходолы; встречаются в них и пещеры.

Яйвинско-Кизеловский район простирается с севера, от верхнего течения Язьвы и правобережного бассейна Вижаихи, на юг, до междуречья Усьвы и Вильвы. В северной части района карст развит в бассейнах Яйвы и Язьвы. Здесь зарегистрировано около 1,5 тыс. карстовых воронок. Их средняя плотность – 20-30 шт/км^2. Поля карстовых воронок приурочены к пологим склонам водоразделов, к линиям разломов и контактам угленосной толщи с известняками. В речных долинах воронки имеют диаметр до 50, глубину до 18 м. Карстовые котловины в визейских известняках вытянуты по простиранию пород и имеют длину 80-100 и даже 300 м при глубине 18-30 м; на их дне имеются трещинные поглотители. Правый приток Яйвы – река Ульвич с расходом воды 5 м^3/с теряется ниже устья реки Сухой. Карстовые суходолы, исчезающие водотоки и карстовые родники встречаются также в долинах рек Кадь, Яйва и Чикман.

Карст в районе Кизела отличается довольно высокой активностью. В долинах крупных рек, в основном поперечных относительно складок и разрывов, выходят известняки в виде уступов высотой до 100 м.

В местности наиболее закарстованными считаются карбонатные породы серпуховского и окского подъярусов. Процессы растворения в девонских породах развиты слабо (Костарев, 1990).

В бассейне реки Усьвы наиболее закарстованы визейские известняки, меньше – каменноугольные и верхнедевонские, среднекарбоновые и пермские. На рассматриваемой территории в карбонатных породах девона, карбона и перми известно более 273 пещер суммарной протяженностью более 30 км (Лавров, 2010). Наиболее крупные – ***Кизеловская*** (Виашерская) (7,6 км/ 46 м), ***Геологов-2*** (4,0 км/120 м), ***Темная*** (1,5 км/132 м), ***Российская*** (1,45 км), ***Мариинская*** (1,0 км).

Пещеры ***Безгодовская*** (110 м/16 м), ***Ребристая*** (630 м/44 м), ***Геологов-1*** (500 м/27 м), ***Геологов-2*** и ***Геологов-3*** (1800 м/55 м) располагаются в борту

Косьвинской синклинали, в визейско-серпуховской карбонатной толще. Суммарная протяженность пещер района достигает 15 км (Лавров, 2001).

Чусовской район является южным продолжением Яйвинско-Кизеловского района. Здесь наиболее закарстованы доломиты верхнего девона, доломиты и известняки визейского яруса, известняки среднего и верхнего карбона. Карстопроявления приурочены к эрозионным формам, зонам тектонических нарушений, контактам карбонатных пород с некарстующимися. Для района характерны исчезающие реки и суходолы, воронки, мощные родники и пещеры (Максимович, 1958).

Суходолы прослеживаются в долинах ряда рек (Семеновка, Сухой Поныш, Сухой Бедыш и др.). Река Кумыш располагается в пределах развития девонских, карбоновых и пермских пород. В верхнем течении она имеет постоянный сток, а затем в районе русла исчезает в трещинах (урочище «Нырок»). Через 8 км река выходит в виде источника «Выныpок» (летний расход до 1,0 $м^3$/с, минерализация 235 мг/л).

Река Поныш протекает по визейским известнякам, слагающим ядро антиклинали, и в межень на протяжении 3 км имеет вид суходола. Разгрузка происходит мощным подводным родником на дне воронки в русле р. Чусовой.

В районе насчитывается 175 пещер в карбонатных породах девона и карбона, наиболее протяженные из них – ***Большая Пашийская*** (522 м), ***Чудесница*** (512 м), ***Голубое озеро*** (-56 м) и др. (Евдокимов, 2009).

В северной части **Юрюзано-Сылвенской депрессии** залегают карстующиеся карбонатные отложения артинского яруса и филипповского горизонта, слагающие сводовую часть Уфимского вала, погружаются в сторону Предуральского прогиба, фациально замещаясь карбонатно-терригенными и терригенными породами.

Территория Юрюзано-Сылвинской депрессии закарстована неравномерно. Наиболее интенсивно карст проявляется в своде и на крыльях вала, где карстуются линзы гипса и соли среди некарстующихся отложений.

Карстовые воронки, провалы, котловины прослеживаются почти сплошной полосой от реки Барды на юг до поселка Тиса. Воронки местами заполнены водой и превратились в озера. В долинах рек вытекают солоноватые источники (Горбунова, 1979).

Севернее станции Кордон карстопроявления не имеют сплошного развития. Они известны в основном в междуречье Барды и Таза, в верховьях р. Асовки, в окрестностях города Чусового. На восточном борту Предуральского прогиба расположены останцы гипсов и ангидритов лекской свиты (филипповский горизонт кунгурского яруса) высотой до 120 м. Здесь расположены месторождения гипса Чернореченское, Опокинское и Чусовское.

На правом берегу р. Вильвы в 15 км к северу от г. Чусового известна ***Большая Опокинская*** пещера. Она представляет собой подземное русло р. Опока, исчезающей при входе в зону развития гипсов.

Полазнинский-Шалашнинский район расположен по берегам Камского водохранилища. Карст на этой территории развит преимущественно в гипсах и ангидритах кунгурского яруса и в меньшей степени в переслаивающихся с ними известняков и доломитов. Особо богат на интересные карстовые проявления ландшафт Дурнятской котловины с озерами-родниками (Белое, Черное, Роголек, Каменка), которые соединены между собой. Они питают различные реки, например Пожву. В районе известно 11 пещер (Лавров, 2010), самая крупная из них – ***Малая Дивья*** (1 км).

Сылвенско-Сергинский и Иренский районы находятся в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Предуральского краевого прогиба. Данная местность включает бассейны нижнего течения р. Сылвы и ее притока р. Ирени. В этой местности карст проявляется преимущественно в гипсах и частично – в карбонатных породах иренского горизонта и редко в известняках и доломитах соликамского горизонта. Карст в районе относится к открытому, покрытому (под элювием и аллювием) и перекрытому (под

соликамскими породами) видам. Из поверхностных форм здесь известны коррозионные и суффозионные воронки, рвы, провалы, просадки, котловины, депрессии, озера, карстовые лога, овраги; из подземных – закарстованные трещины, каверны, полости, пещеры.

В районе известно более 100 пещер в гипсах и ангидритах, среди которых наиболее крупные – ***Кунгурская Ледяная*** (5,7 км) и ***Зуятская*** (1,4 км).

Иренский район расположен на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Карст в данной местности относится к разным видам: к открытому - на участках выхода пород на поверхность, покрытому - на участках развития элювиальных и аллювиальных отложений и местами перекрытому (под соликамскими некарстующимися или слабо карстующимися отложениями). Для Иренского района типичны исчезающие и вновь появляющиеся из-под земли карстовые реки. Многие из них имеют мешкообразные долины (например, реки Тураевка, Яковка, Судинка, Кунгур). В районе известно более 77 пещер в гипсах и ангидритах, а также иногда в доломитах. Самой большой по протяженности является пещера ***Ординская*** (4900 м) – длиннейшая в мире подводная пещера в гипсах.

Кишертско-Суксунский район простирается узкой полосой от междуречья Сылвы и Шаквы до южной границы Пермского края. Он занимает в основном левобережную часть бассейна среднего течения р. Сылвы, которая на севере пересекает его в широтном направлении. Карбонатные отложения артинского и филипповского горизонтов кунгурского яруса на восточном крыле Уфимского вала погружаются в сторону прогиба и фациально замещаются дивьинской и лекской свитами глин, алевролитов, мергелей, глинистых известняков, ангидритов. Гипсы и ангидриты поповской свиты выходят на поверхность у села Посад-Кишерть и деревень Мазуевка и Бурцево. Вдоль крыла Уфимского вала протягивается полоса карстовых брекчий, ширина которой местами достигает почти 2 км.

Общий расход воды всех сульфатных источников Кишертского района

составляет более 800 л/с, а суммарная родниковая разгрузка карстовых вод гидрокарбонатного и сульфатного состава более 2,50 $м^3$/с. Это определяет высокую активность карстовых процессов района, где преобладают перекрытый и покрытый (подаллювиальный) типы карста (Горбунова, 1992).

В с. Усть-Кишерти интенсивное провалообразование связано здесь с подтоком пресных вод со стороны Уфимского вала. В селе выделено несколько карстовых полей и провальных озер (Березнинские, Молебное, Безымянное, Яма, Восьмерка, Зуевское, Провал).

В районе известны следующие депрессии: Низковская, Дреминская, Бурцевская, Мазуевская и Дикоозерская. На их днищах располагаются заболоченные озера. Самое большое из них – озеро Дикое – имеет размеры 400 х 140 м и глубину около 7 м. В 1953 г. в деревне Нижняя Одина на дне подобного провала возникло озеро (122 х 94 м) глубиной до 19 м.

Долина р. Иргины начиная с поселка Ключи является зоной разгрузки пресных вод карбонатных отложений Уфимского вала и сульфатных вод поповской свиты. Карст правобережья Иргины связан с растворением гипсов и ангидритов поповской свиты. Их закарстованность возрастает в глубину до 125 м, затем несколько снижается, оставаясь примерно такой же, как и в верхней части разреза, до глубины 200 м. Именно здесь на дне старой карстовой воронки образовался известный ***Бреховский провал***. Первоначально он представлял собой шахту диаметром 10 м и глубиной 45 м (Максимович, Горбунова, 1958).

В районе известно 9 пещер в различных породах: чаще в гипсах и ангидритах, реже – в доломитах. Наибольшими по размерам являются пещеры ***Варсанофьевой*** (200 м/23м) и ***Поляковская*** (200 м) (Лавров, 2010).

На территории Башкортостана в бассейне рек Уфы и Юрюзани особенно интенсивно закарстованы правые крутые склоны долин рек, где гипсово-ангидритовая толща кунгура выходит на поверхность. Сульфатные и карбонатные породы нижней перми карстуются между рекам Белая, Уфа и Тюй, а именно в **Щучьеозерско-Аскинском** и **Бирском** карстовых районах.

Уфимское плато находится на территории Пермского края, Башкортостана и Свердловской области. Карст на территории относится к карбонатному открытому и покрытому (подэлювиальному). На поверхности плато сохранились древние котловины, заполненные глинистыми отложениями неогенового возраста.

В артинских известняках и филипповских доломитах Уфимского плато на территории Пермского края известно около 20 пещер длиной до 30 м.

В южной части Уфимского плато (Карст Башкортостана, 2002) карстуются сакмарские, артинские и кунгурские известняки и доломиты. Карст представлен разнообразными явлениями, особенно в долинах рек, которые на 100-150 м врезаны в толщу известняков. Воронки преимущественно небольшие. Плотность их обычно не превышает 10-20 шт/км^2.

Переуглубление долины р. Уфы и неотектонические подвижки создали густую сеть трещин, по которым воды движутся к основным дренам. В основном, это линейные концентрации подземного стока по линиям разломов (суходол Яман-Елга). Наиболее крупнодебитные родники (***Красный ключ, Сарва, Тюба*** и др.) приурочены к окраинам бассейнов (Карст Башкортостана, 2002).

В рассматриваемом районе известно восемь крупных пещер (протяженностью более 100 м). Они находятся на юго-востоке плато и развиты в толстослоистых или массивных органогенных сакмарских известняках, в том числе пещера ***Урмантау*** (или Усть-Атавская-1) длиной 621 м. Подавляющая часть пещер здесь выработана в зоне вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод и приурочена к склонам долин рек, ручьев и суходолов. Вход большинства пещер расположен выше среднеплейстоценовых террас, с превышением над днищами долин (различным для всех). Для морфологии пещер на склонах суходолов характерно наличие крутонаклонных и вертикальных колодцев и уступов.

Территория **Сергинского карстового района** находится в восточной части Уфимского плато и имеет статус природного парка регионального значения Свердловской области. Данная территория именуется «Оленьи ручьи» и насчитывает 58 пещер, заложенных в известняках нижней перми. Самые протяженные из них – ***Дружба*** (500 м) и ***Аракаевская*** (450 м).

Южнее, на территории Челябинской области, находится Шемахинское карстовое поле, где известно более 20 пещер (Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья, 2010), расположенных в долинах рек (Гремучей, Нижней и Сухой Шемахи). Наиболее крупными подземными полостями здесь являются пещеры ***Шемахинская-1*** (1660 м, 20 м), ***Шемахинская-2*** (1510 м / 40 м), ***Глиняная*** (240 м / 16 м), ***Сухая Шемаха-5*** (110 м / 20 м), ***Холодная*** (73,5 м / 8,3 м) и ***Экологическая*** (130 м / 15 м).

Юрюзано-Айский карстовый район находится в пределах Предуральского прогиба, который на западе граничит с Уфимским плато, а на востоке – с низкогорьем Уфимского амфитеатра. Территория района характеризуется развитием сульфатного карста (в местах распространения гипсов кошелевской и лемезинской свит кунгурского яруса) и карбонатного карста (Карст Башкортостана, 2002). В известняках находится пещера ***Лаклинская*** (252 м), которая была впервые описана П.С. Палласом (1770).

На *восточном склоне Среднего Урала* в пределах Тагильской карстовой области выделяются **Туринский**, **Невьянский** и **Верхнеуфалейско-Полевской карстовые районы** (Свердловская область), где карст развит в девонских известняках, представленных в долинах рек Иса и Пышма. На реке Пышме известна ***Сухоложская*** пещера длиной 50 м (Цурихин, Панов, 2012).

Кроме того, в районе в нескольких карьерах были отмечены карстовые явления в мраморах. Мраморы и мраморизованные известняки иногда представляют собой остатки древнего осадочного покрова, зажатого среди метаморфических и эффузивных образований в периоды тектонических движений (район г. Невьянска и др.). На территории Челябинской области также известны пещеры в мраморах, самыми длинными из которых являются

пещера ***им. К.В. Сальникова*** (132 м), расположенная в Кизильском районе и ***Сугомакская*** (123 м), которая находится рядом с г. Кыштым (Баранов, 1992).

Алапаевско-Каменская карстовая область включает **районы Алапаевский, Режевский, Мелкозеровский-Покровский, Сухоложско-Каменский**, где карстуются девонские и каменноугольные известняки. Наибольшей пещерой на территории является ***Смолинская*** (630 м).

1.2.5. Карст Южного Урала

В **Уфимско-Благовещенском карстовом районе** большинство пещер находятся в массивных или толстослоистых кунгурских гипсах и реже в ангидритах. Большинство подземных полостей сосредоточено на Уршак-Бельском и Уфа-Симском междуречье. Пещеры тяготеют к долинам рек и суходолам, а их выходы располагаются у подножья склонов. В основном пещеры пологонаклонные коридорные или мешкообразные, но очень редко встречаются и лабиринтовые. Большинство пещер развиты в нижней части зоны вертикальной нисходящей циркуляции и в зоне сезонного колебания карстовых вод, на уровне голоценовых и верхне-плейстоценовых речных террас. Вход у многих пещер находятся в карстовых воронках. Часто в них имеются временные или постоянные ручьи либо следы их недавней деятельности. Нередко понижения в пещерах занимают озера, гидравлически связанные с речными водами. Иногда гипсовые пещеры приурочены к водораздельным пространствам (Карст Башкортостана, 2002).

Еще один **карстовый район**, расположенный на территории Южного Урала, называется **Рязано-Охлебининский**. Здесь наблюдаются карстовые воронки, провалы и озера, сосредоточенные в основном в местах выходов гипсов кунгурского яруса (на правобержье р. Белой, вдоль железнодорожной линии Уфа - Стерлитамак).

В этом районе существуют исчезающие озера. Каждые 5-6 лет вода из озера Урал, расположенного у станции Толбазы, полностью пропадает. Для

местности также характерны карстово-эрозионные лога и овраги, имеющие длину до 500 м и ширину до 50 м (например, у села Охлебинино), а также исчезающие реки. По берегам рек встречаются сильно закарстованные гипсовые обрывы. Среди них выделяется обрыв Большой Колпак на правом берегу реки Белой. Наиболее крупной пещерой района является ***Ахмеровский Провал*** (или Вертолетная), длиной 1768 м и с амплитудой сухой части 50 м. Это самая большая пещера в сульфатных отложениях на территории Башкортостана (Карст Башкортостана, 2002).

В низовье реки Аургазы имеются гипсовые останцы. Самый крупный из них имеет длину 230 м, ширину 140 м и высоту 15 м. Встречаются карстовые источники с дебитом до 40-50 л/с. Во многих местах отмечены пещеры (Дорофеев, Лукин, 1970). На междуречьях Сим-Белой и Дема-Белой расположены большие пещеры ***Куэшта*** (1090 м/15 м) и ***Большая Курманаевская*** (850 м).

Рассмотрим еще один **карстовый район, Симско-Бельский.** Карстовые явления на этой местности представлены в большинстве в пермских отложениях и приурочены к водоразделу рек Селеук, Зиган и Усолка.

Наибольшей по протяженности пещерой района является ***Ищеевская*** (1000 м/26 м). Она расположена в Ишимбайском районе в борту суходола, открывающегося в долину р. Селеук. Пещера заложена в кунгурских гипсах, бронированных известняками, и развита по системе трещин бортового отпора (Карст Башкортостана, 2002).

На западном склоне Южного Урала девонские известняки и доломиты сильно закарстованы и трещиноваты. Карстовые явления представлены воронками и пещерами. Многочисленные воронки (диаметр которых от 3 до 60 м, а глубина от 1,0 до 10,0 м) цепочками располагаются на водоразделах и склонах долин и часто ориентированы вдоль тектонических нарушений и древних логов. Количество карстовых воронок в долинах возрастает к устью

(от 5 до 19 шт/км^2). Воронки обычно заполнены делювием. Но иногда встречаются и погребенные воронки, заполненные глиной.

На территории Челябинской области наибольшее количество пещер расположено в долине р. Сим. Здесь находится ***Серпиевский пещерный комплекс*** и известная ***Игнатиевская*** пещера (620 м). В Ашинском районе самой протяженной пещерой является ***Киселевская*** (1260 м).

На границе Центрально-Уральского поднятия интересна пещера ***Кварцитная*** (160 м), которая находится на высоте 817 м на склоне хребта Шуйда, близ города Бакал, в кварцитах зигальгинской свиты протерозоя. Кроме того, здесь находятся известные ***Катавские*** пещеры, расположенные в долине р. Катав, и пещера ***Станционная*** (на реке Юрюзани). Из вертикальных пещер самая большая – ***Нижняя Провальная яма***, ее глубина 42 м, а длина ходов около 450 м. Интересна также ***Верхняя Провальная яма,*** глубиной 40 м и длиной 194 м (Баранов, Волков, 2012).

На территории Челябинской области в **Зилимо-Инзерском карстовом районе** в бассейне р. Сим находится ***Сухоатинская*** пещера, протяженностью 2130 м и глубиной 75 м. Пещера заложена в силурийских известняках. Она состоит из нескольких галерей, почти насквозь прорезающих водораздел и частично расположенных ниже уровня р. Сухая Ать (Баранов, Волков, 2012).

В долине р. Каменки было найдено несколько пещер, представляющих собой осушенные источники. Один из таких источников гидрологически был связан с понорами, образовавшимися на контакте некарстующихся и карбонатных пород. Его осушение произошло после сброса вод р. Каменки с помощью тоннеля в р. Ай с целью уменьшения водопритока в рудник. Открывшаяся в результате пещера ***Шумиха*** (1120 м / -74 м) была обследована вначале только на 550 м. Продольный разрез пещеры довольно необычный для карстовых полостей речного типа. Уходящий в понор поток углубляется ниже уровня дренирующей реки и затем поднимается к ней по крылу синклинальной складки. Значительная часть пещеры сейчас находится

ниже уровня р. Ай. В настоящее время она снова затоплена (в связи с прекращением эксплуатации рудника).

Пещера ***Надежда*** (250 м), расположенная в 2 км от пещеры Шумиха, является понором, в который раньше уходила р. Каменка. В районе известна еще одна осушенная пещера-источник – ***Кургазакская*** (530 м).

На территории Башкортостана карст в карбонатных породах также представлен различными пещерами. Они располагаются в бассейнах разных рек: р. Белой и ее правых притоков Инзер, Зилим, Нугуш, а также в бассейне правого притока Урала – реки Большой Ик (Карст Башкортостана, 2002).

На территории представлены каменноугольные известняки и доломиты, мощность которых достигает 900 м. В них широко развиты карстовые явления (карры и поля карстовых воронок, диаметр которых в среднем составляет 20-50 м и глубина до 6 м).

В бассейне р. Инзер известно шесть крупных пещер. Одна из них – ***Кызыл-Яр-Максимовича*** (2220 м / -25 м). Это лабиринтовая переточная пещера. Небольшой овальный вход (0,8 м х 0,4 м) в пещеру находится в средней части правого склона долины реки Большой Инзер с превышением в 13 м над руслом реки. Кызыл-Яр-Максимовича заложена в V-образной излучине реки, в вендских (миньярских) известняках. Через пещеру осуществляется переток речных вод с частичной потерей стока на входе в излучину реки.

Река Зилим скрывается в известняках ниже устья р. Курмазы и выходит вновь на поверхность ниже р. Ак-Уй. В долине р. Белой от устья р. Авзян до с. Байназарово обнажаются известняки с карровыми полями, воронками, пещерами. В известняках силура и девона также наблюдаются исчезающие реки. В Зилаирском синклинории карстовые явления особенно развиты по его северо-западному крылу. В бассейне р. Зилим описано четырнадцать крупных пещер, самые интересные из которых ***Киндерлинская*** (9113 м) и ***Октябрьская*** (1523 м). Пещера Киндерлинская является самой глубокой на

Урале и имеет амплитуду в 215 м (Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья, 2010).

На водоразделе рек Зилим и Нугуш описано семнадцать пещер. Крупнейшая из них – ***Ыласын*** (487 м / 28 м). Интересна также пещера ***Аскинская*** (230 м/34 м) – мешкообразная с наибольшей многолетней наледью и большими ледяными сталагмитами.

В бассейнах рек Нугуш и Урюк сильно закарстованы трещиноватые карбонатные породы девона и карбона. Многочисленные карстовые воронки покрывают днища долин и их склоны.

В бассейне р. Нугуш известно около тридцати пещер. Наиболее интересна пещера ***Хлебодаровская*** (3550 км / 48 м). В долине Нугуша и Белой построены плотины высотой 20-60 м. Заполнение водохранилищ вызвало затопление ряда пещер района и, по мнению карстоведов, это будет иметь неблагоприятные экологические последствия (Карст Башкортостана, 2002).

В бассейне р. Белой описано двадцать четыре крупных пещеры. Наиболее интересные из них ***Сумган, Пропащая яма, Шульган-Таш*** и др.

В Кутукском урочище также известно несколько крупных пещер: ***Кутук-2*** (2,05 м / 110 м), ***Кутук-4*** (1,87 км / 155 м), ***Кутук-1*** (0,52 км / 36 м) и др. (Карст Башкортостана, 2002).

В бассейне рек Большой Ик и Салмыш в пермских гипсах описаны коррозионные и провальные воронки, диаметр наиболее крупных из которых достигает 50 м, а глубина – 17 м. Вдоль левобережной части долины реки Большой Ик расположены некоторые карстовые поля: Юлдыбаевское, Ковыловское, Исянгуловское, Беркутовское, Давлеткуловское и др.

На Юлдыбаевском карстовом поле отмечены две пещеры – ***Юлдыбаевска***я (22 м) и ***Саратовская*** (51 м), на Ковыловском – пещера ***Степная***, протяженностью 51,5 м (Павлейчик, 2011).

От с. Исянгулово до с. Мраково выделяются большие карстовые поля – Исянгулоское, Беркутовское и Давлеткуловское. На территории

Мурадымовского ущелья организован природный парк регионального значения. Здесь описано 49 пещер, которые заложены в девонских известняках западного крыла Зилаирского мегасинклинория. Среди пещер особо выделяется ***Новомурадымовская*** (1850 м / 108 м).

Восточная часть **Южного Урала** расчленена долиной р. Урал и его притоками (Янгелькой, Большим Кизылом, Таналыком и др.). **Верхнеуральский и Кизильско-Суундукский карстовые районы** сложены девонскими и карбоновыми известняками, собранными в складки и покрытыми элювиально-делювиальными отложениями. Карстовые явления здесь приурочены к отдельным полосам мраморизованных известняков, залегающих среди кристаллических пород. Особо распространён карст у западного подножия хребта Крыктытау, в верховьях р. Миас у села Косачево и в полосе известняков в бассейне р. Янгельки. Карст хребта Крыктытау проявляется в виде колодцев глубиной до 8-15 м, расположенных по линии контакта известняков и кристаллических пород. В каменноугольных известняках в долине р. Янгельки карстовые явления представлены каррами, воронками (диаметром от 2 до 5 м), провалами и карстовыми логами. Местами имеются карстовые котловины (глубина до 100 м), заполненные элювиально-делювиальными отложениями. Известняки иногда сильно обводнены; имеются участки поглощения. В равнинном пенеплене Зауралья крупные полости пока неизвестны. Зафиксированы небольшие ***Смеловские*** пещеры (длиной до 15 м) по р. Кизил и пещеры, расположенные вблизи деревни Чернышевской на р. Худолазе (правый приток Урала).

На Восточном склоне Южного Урала погребенные карстовые воронки и впадины выполнены корой выветривания и являются объектами разведки алюминиевого сырья. Погребенный карст часто связан с полосами растворимых пород меридиональной ориентировки (древние речные долины и эрозионно-тектонические депрессии).

Возраст карста на данной территории точно не установлен. В разрезах Краснооктябрьского месторождения карстовые котловины выполнены

бокситоносными глинами и бокситами мелового возраста и элювием палеозойских пород. Буровыми скважинами установлено, что известняки закарстованы ниже днища современных долин до глубины 60-70 м (Костарев, 1990).

В долине реки Янгельки (Кизильский район, Челябинская область) известны пещеры ***Рождественская*** (50 м), ***Школьная*** (64 м), ***Вдохновение*** (150 м) и шахта ***Южная*** (536 м).

Сакмаро-Илекский карстовый район. Здесь карстуются каменная соль, гипсы, ангидриты и мело-мергельные породы нижней перми и верхнего мела. Соляной и сульфатный карст приурочен к купольным структурам. Урочище Боевая гора является ярким примером активных современных солянокупольных движений. Здесь широко развиты воронки, лога и блюдца. В присводовой впадине имеются два просадочных озера с минерализацией 1,4-1,5 г/л и малодебитный источник (минерализация 47 г/л) с хлоридным натриевым составом воды (Павлейчик, 2011).

Илецкий соляной купол приурочен к Илецкой флексуре – региональному разлому, соответствующему бортовому уступу Прикаспийской синеклизы. С поверхности купол покрыт рыхлыми песчано-галечниковыми отложениями третьей террасы р. Илек. Реки Елшанка и Песчанка протекают непосредственно по соляному куполу и принимают активное участие в выщелачивании соляной залежи. Поверхность соляного купола сильно закарстована. На обнажениях соляных скал отмечаются карры, соляные зубья, ниши, каверны. Зона наиболее интенсивной закарстованности приурочена к контакту сульфатных пород с каменной солью. В сульфатно-соленосной толще купола до глубины 350 м отмечается современный и древний карст (Павлейчик, 2011).

Наряду с каменной солью в этом районе карстуются также писчий мел и мергели верхнего мела. В окрестностях Соль-Илецка отмечен меловой карст, представленный оврагами, небольшими воронками и блюдцами.

В зоне Предуральского краевого прогиба на Урало-Сакмарском междуречье формирование карстовых полей связано с гипсами на крыльях разрушенных солянокупольных поднятий (Западно-Желтинского, Алабайтальского, Активного и Дубенского (Павлейчик, 2011).

В толще переслаивающихся карбонатно-сульфатных отложений, которые представлены гипсами и доломитами кунгурского яруса нижней перми, в южной части солянокупольного поднятия Активное находится пещера ***Подарок***, которая является самой большой по протяженности пещерой Оренбургской области. Ее длина составляет 660 м (Катков, Щерба, 1992).

Бурлинский карстовый участок (Кзыладырское и Надеждинское карстовые поля) находится на левобережье р. Урал в пределах Бурлинской моноклинали (Павлейчик, 2011). В рамках Кзыладырского карстового поля известны около 20 небольших пещер (***Волчья, Голубиная, Мозаика, Конфетка*** и др).

Жаксы-Каргалинский карстовый участок. На территории Казахстана в долине реки Жаксы-Каргалы в 30 км к северо-востоку от города Актюбинска находятся Петропавловское, Александровское и Шилисайское карстовые поля, которые являются самыми южными проявлениями сульфатного карста в Предуралье (Павлейчик, 2011). Гипсы кунгурского яруса нижней перми в процессе складкообразования были выведены к поверхности и в дальнейшем интенсивно выщелачивались и перекристаллизовывались, в результате чего сформировался карстовый рельеф. Всего в районе известно 11 пещер протяженностью более 10 м.

В районе распространены не только пещеры, но и отдельные гроты. Самым южным гротом Уральской горно-равнинной страны является грот-святилище ***Толеубулак*** эолового происхождения. Он находится в Мугоджарах в верховьях Эмбы в 15 км от села Родники (Булакты) Муголжарского района Актюбинской области. Вход грота имеет высоту 0,7 м

и южное расположение, площадь грота около 20 м^2. Петроглифы вырезаны в напольной плите кварцитоподобных песчаников (Деревянко и др., 2001).

Таким образом, в рамках широтной зональности Урала по имеющимся литературным источникам были рассмотрены известные карстовые районы и области, а также добавлены новые данные, полученные в ходе экспедиционных исследований.

Глава 2. Методы и объекты исследований

2.1. Теоретико-методологические аспекты и методы исследования

Впервые термин «карстовый ландшафт» стали использовать для описания территорий с проявлениями поверхностных карстовых форм (Сагитова, 1961; Мильков, 1965). Определение и выделение карстовых ландшафтов в самостоятельный тип сделал Н.А. Гвоздецкий (1972). Позднее их структуру и функционирование описали в своих работах А.Г. Чикишев (1977), В.Б. Михно (1982), Л.И. Воропай, В.Н. Андрейчук (1985, 2007), Н.Н. Назаров (1996), Г.Н. Дублянская, В.Н. Дублянский (1998), В.М. Павлейчик (2011).

От других видов ландшафтов карстовые отличаются особенным рельефом, гидросетью, собственными почвами, биоценозами, более сложной структурной организацией, более высокой степенью дифференцированности, дискретности, эмерджентности, а также иными механизмами вещественно-энергетических связей, своеобразием режимов функционирования и динамики. По мнению В.Н. Андрейчука и Л.И. Воропай (1995), особенности карстовых ландшафтов могут быть представлены в качестве показательной геосистемы с описанием характера взаимосвязей.

А.Б. Климчук (2010) обосновал эволюционный подход к типологии карста и предложил классификацию, которая основана на геологической эволюции карстующихся толщ и водообменной системы. Типы карста отображают последовательные стадии его эволюции, между которыми существенно и закономерно меняются условия и структура водообмена, внешние факторы и внутренние механизмы карстообразования (спелеогенеза). Эпигенный карст формируется в открытых гидрогеологических условиях, в непосредственной генетической связи с поверхностью и с инфильтрационными водами, количество которых возрастает в ходе эволюции карстового рельефа. Гипогенный карст

формируется в условиях водонапорных систем за счет восходящего движения вод через слои и толщи растворимых пород. Он генетически не связан с поверхностью и местным поверхностным питанием и может развиваться на различных, в том числе и довольно больших глубинах (до 2 км и более).

Методику выделения подтипов карста автор описывает в работах по литологии карстующихся толщ (в которых использует знания по основным гидрогеологическим структурам и тектоническим режимам). По мнению ученого, типы карста основной эволюционной ветви могут подразделяться по гидрогеохимическим обстановкам, а определенные литологические подтипы – по действующим химическим процессам растворения (Климчук, 2010).

Существующие подходы к изучению карстовых ландшафтов рассмотрены в работе В.Н. Андрейчука (2010). Геосистемный подход к изучению карстового ландшафта представлен в работах J. Gunn (2004); D.C. Culver, W.B. White (2005); D. Ford, P. Williams (1989, 2007); P. Bella (2008). Принятая географами комплексная схема структуры карстовых ландшафтов представлена на рис. 2.1.

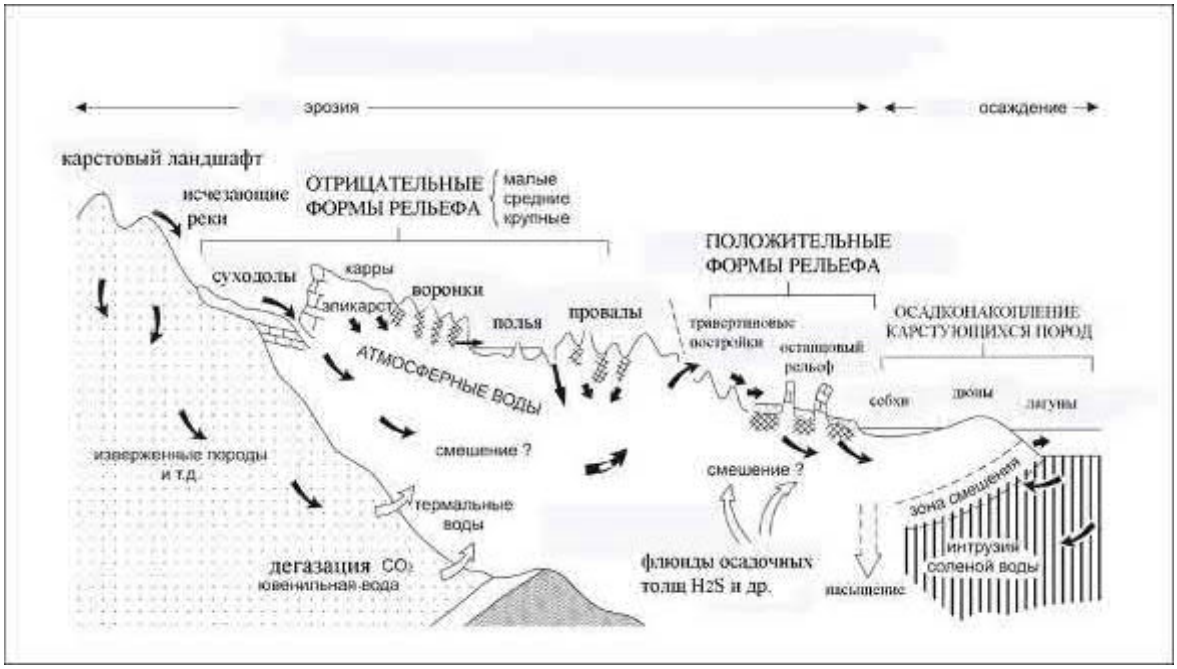


Рис. 2.1. Комплексная схема структуры карстовых ландшафтов (Ford, Williams, 2007)

Новое понятие «карстовая экосистема» было введено относительно недавно (Daoxian, 2001). Были определены характеристики карстовых экосистем и взаимосвязи между живыми организмами и их средой обитания. Кроме того, ученые подчеркнули, что в подземной части карстовых ландшафтов через трещины и пустоты живые организмы проникают намного глубже, чем в некарстовых системах. Растительность и животный мир карстового ландшафта были подразделены на поверхностный и подземный.

Снаружи карстовых ландшафтов структура растительности и животного мира оценивается по классическим для наземных экосистем структурным характеристикам и биомассе, а подземные обитатели изучаются в рамках отдельного направления – биоспелеологии (Daoxian, 2001).

Ценность и необходимость сохранения тех или иных ландшафтов для мирового сообщества были впервые рассмотрены в документах конвенции ЮНЕСКО «Охрана Всемирного культурного и природного наследия» (1972). На первом этапе создания общего списка объектов оценка базировалась на контрастности и чередовании представленных ландшафтов, а также на их экзотичности, уникальности и привлекательности (аттрактивности). Термин «уникальность» определялся по степени встречаемости и неповторимости территории в рамках мирового уровня, а «экзотичность» – как степень контрастности по отношению к окружающему ландшафту.

Определение значимости ландшафтов проводят по обобщенной системе критериев ценности природного и культурного наследия, включая и культурные ландшафты. Оценивают внутреннюю морфологическую структуру, рельеф, растительный покров, гидрографию, характер взаимосвязей между компонентами ландшафта (приложение 2, Operational…, 1999). Для выявления природного и культурного наследия среди карстовых ландшафтов и отдельных пещер в ЮНЕСКО было проведено несколько тематических заседаний, последнее из которых было отражено в программе «World Heritage Caves and Karst» (Williams, 2008). В работе были даны рекомендации для оценки уникальности тех или иных карстовых территорий

и внесения их в список мирового наследия. Ученые также провели оценку представительности 53 карстовых ландшафтов, уже внесенных в список Всемирного наследия.

В отличие от других ландшафтов, ценность карстовых было решено рассматривать из принципов климатической зональности, гидрологических и геологических предпосылок, комплексности (многообразия) и пейзажности поверхностных и подземных объектов, а также их истории. Была выделена особая категория – «культурный карстовый ландшафт», ценность которого заключается в археологических, исторических или культурных элементах, например, в палеолитической живописи на стенах пещер.

В программе «World Heritage Caves and Karst» было признано, что существуют значительные пробелы в географическом распределении карстовых объектов, включенных в список ЮНЕСКО, особенно малое количество подобных в Южном полушарии, а именно в Южной Америке, Африке и Австралии и южной части Тихого океана. В Северном же полушарии небольшое количество карстовых объектов отмечено в Северной, Центральной и Южной Азии и на Ближнем Востоке. А карст на эвапоритовых породах (сульфатный и соляной карст) вообще не представлен в списке.

Несмотря на то что аридный климат и вечная мерзлота являются сдерживающими факторами развития карстовых процессов, в зонах тундры и жарких пустынь существуют уникальные карстовые объекты, которые в большинстве случаев являются наследием древних влажных или теплых климатических обстановок. Таких объектов в засушливых и холодных зонах, которые были бы внесенных в список Всемирного наследия, на сегодняшний день практически нет.

Эндемичность видов, обитающих под землей и на поверхности карстовых ландшафтов, является скорее правилом, чем исключением. Поэтому биоразнообразие карстовых экосистем не считается в мире главным критерием для определения уникальности и последующего внесения в

список Всемирного наследия (Clements et al., 2006). Кроме того, биологическое разнообразие карстовых экосистем на сегодняшний день мало изучено, так как многие территории труднодоступны.

Первые обобщающие работы по биоспелеологии Урала и России в целом были выполнены В.А. Книссом (2001). Было установлено, что содержание живого вещества в подземных полостях Урала невелико, так как на формирование подземных фаун России и сопредельных с ней территорий повлияли глобальные изменения климатических условий в прошлом (Книсс, 2001).

Среди подземной фауны различают: тихотроглобионтов (или троглоксенов), попавших в пещеру случайно, как в ловушку или с паводковыми водами (муравьи, осы, дождевые черви); псевдотроглобионтов, которые используют пещеру как временное укрытие или для зимовки (летучие мыши, зимние комарики, комарики-гриболюбки, мухи и др.); гемитроглобионтов, которые, как почвенные обитатели и обитатели донных отложений, могут нормально существовать в пещерных условиях (колемболы, черви, многоножки, ногохвостки, жуки, клещи, двукрылые, блохи); эутроглобионтов, которые могут обитать только в пещерах (крангоникс Хлебникова, Кугитангский слепой голец).

Таким образом, с позиций мирового наследия ЮНЕСКО ценность карстовых ландшафтов заключается в климатических, геологических, тектонических, гидрогеологических и литологических условиях территории, а также в биоразнообразии, в процессах современного и древнего минералообразования, в культурных и исторических элементах (археологические памятники, священные объекты, пещеры и гроты, используемые с целью проведения религиозных обрядов и др.).

Целостность объекта природного наследия в основном рассматривается с точки зрения влияния неблагоприятного антропогенного воздействия, возможности и длительности восстановления устойчивости природных

экосистем. А для постановки наблюдений за параметрами карстовых экосистем очень важна правильная оценка ее размеров.

Впервые минералы как индикаторы природных процессов были рассмотрены А.Е. Ферсманом в работе «Учение о типоморфных минералах» (Ферсман, 1940). Учение о геохимических барьерах получило дальнейшее развитие в работах В.А. Алексеенко, Е.Н. Борисенко, Н.Б. Вассоевича, А.Е. Воробьева, А.И. Гинзбурга, М.А. Глазовской, В.В. Добровольского, Е.М. Емельянова, Н.С. Касимова, Н.Г. Максимовича, Л.М. Миропольского, А.Ю. Опекунова, А.И. Перельмана, Б.Б. Полынова, В.И. Сергеева, Н.П. Солнцевой, Т.Т. Тайсаева, К.Н. Трубецкой и др.

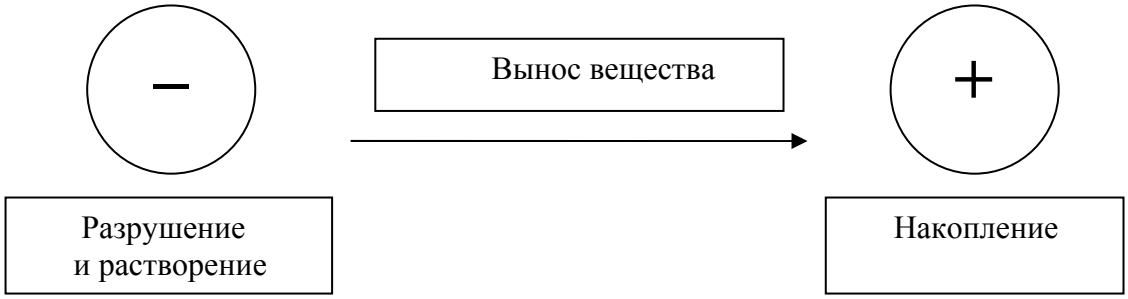
Ландшафтно-геохимический подход позволяет всеобъемлюще оценить особенности данной территории и установить взаимосвязь и трансформацию химических элементов рассматриваемой среды.

Автор разделяет мнение современных исследователей относительно понятия геохимического ландшафта как парагенетической ассоциации сопряженных элементарных ландшафтов, связанных между собой миграцией элементов за счет поверхностного и подземного стока (Перельман, 1989).

При описании и изучении ландшафта любого уровня вначале необходимо рассмотреть его морфологическую структуру в плане и разрезе, взаимосвязь компонентов в круговороте вещества и энергии, изменение и развитие, происходящие с течением времени, и образование при этом органических и минеральных веществ.

Геохимические барьеры возникают на определенных участках земной коры, на которых происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов за счет смены условий и, как следствие, их концентрация (Глазовская, 1964). Согласно современным представлениям, геохимические барьеры являются открытыми и неравновесными динамическими системами (Касимов, Борисенко, 2002). На скорость изменения условий прежде всего влияют окружающая среда (микроклимат территории, а в частности температура и циркуляция воздуха) и наличие

водных ресурсов (движущей силы). Геохимический состав воды зависит от температурного режима и особенностей растворяющихся пород, с которыми взаимодействуют потоки. Изменение ландшафта, связанное с деятельностью воды, происходит по двум направлениям:



Температурные вариации внутри карстовых полостей будут влиять на агрегатные преобразования воды (водяной пар – вода в жидком состоянии – лед), поступающей в карстовый массив. Впервые вопросы о влиянии микроклимата на литогенез в подземных условиях и наличии минералов-индикаторов были затронуты Г.А. Максимовичем (1970).

Поверхностные воды относятся к окислительному ряду, так как за счет инфильтрации атмосферных осадков содержат растворенный кислород. Гидрокарбонатно-кальциевые воды, формирующиеся в карбонатных массивах, благоприятны для миграции $CaCo_3$, U, Mo и F. Сульфатные и хлоридно-сульфатные воды, формирующиеся в районах карбонатно-сульфатного, сульфатного и соляного карста, интенсивно выносят Cl, S в форме SO^{2-}_4, Na, B, Sr. При взаимодействии сульфатных вод с доломитовыми породами происходит раздоломичивание, вынос пелитового материала и образование вторичного кальцита, а воды, в свою очередь, обогащаются сульфатом магния (Перельман, 1989).

Таким образом, индикация геохимических процессов в карстовых ландшафтах может быть проведена по параметрам условий современного минералообразования, составу основных продуктов вторичного минералообразования и палеогеохимическим построениям.

Палеотемпературные условия могут устанавливаться по соотношению изотопов O^{18}/O^{16}, S^{32}/ S^{34}, а возраст – по изотопам U и Th.

Геохимические барьеры в карстовых полостях будут зависеть от следующих параметров: широтного и высотного расположения полости, микроклимата, морфогенетического типа и гидрологической характеристики.

Исходя из поставленных задач и описания конкретных объектов выбирались наиболее оптимальные современные методы физико-географических, геологических, гидрогеологических и компьютерных технологий. В зависимости от природных особенностей исследуемой территории использовались методы сбора, анализа и обобщения данных, режимные наблюдения за микроклиматическими параметрами (температура, влажность, давление), а также за уровнем и химическим составом подземных вод.

При изучении образцов пещерных отложений были применены методы изучения минерального и химического состава: изотопии, термического анализа, сканирующей и рентгеноспектральной микроскопии, термоионизационной масс-спектрометрии.

Для характеристики влияния микроклиматических условий карстовых полостей на формирование подземных вод и пещерных отложений проводились непрерывные записи изменений температуры в стационарных точках на протяжении 3-5-летнего периода.

Наблюдения за ледяными отложениями в пещерах проводились при помощи сети реперов в зонах постоянного и сезонного оледенения. В летний и зимний период составлялись описания и фотофиксация ледяных и снежных форм (максимальное и минимальное оледенение). Автор принимал участие в разработке методики георадарных исследований подземного льда в пещерах (Степанов и др., 2014). Мощность льда в пещерах определялась при помощи георадара «Око-М1».

Изучение климатических условий и микроклиматических обстановок внутри пещер Северного и Среднего Урала проводилось при помощи

температурных даталоггеров HOBO Water Temp Pro v2 с погрешностью ± 0,1ºС. Наблюдения за влажностью воздуха проводились при помощи аспирационного психрометра Ассмана ТМ6-1. В Кунгурской Ледяной пещере на основе проводимых ранее наблюдений в 2005 г. была создана сеть электронных датчиков с автоматическим выводом всех показаний на терминал, расположенный в здании лаборатории Горного института УрО РАН. Всего было организовано 12 пикетов климатического контроля, на трёх из которых, помимо датчиков температуры воздуха (DS1624), относительной влажности воздуха (HIH3610) и атмосферного давления (24PCCFA6A), были установлены измерители температуры воды (HEL777).

Изучение обводненных пещер автор проводил совместно со спелеодайверами и участвовал в разработке специальной методики подводных карстологических исследований (Максимович и др., 2009). Работа в подземных пространствах в соединении со спецификой нахождения под водой представляет большую сложность для человека вне зависимости от используемого им снаряжения. Проведение подводных исследований в пещерах Урала отличается, прежде всего, условиями погружения, одна из основных особенностей которых – низкая температура воды (в зависимости от сезона она варьирует от 4 до 7°С).

Во время погружения в пещеры использовалась стандартная конфигурация снаряжения для технического дайвинга. Безопасность обеспечивалась путем дублирования жизненно важных узлов и механизмов, также была использована дополнительная защита хрупких элементов конструкций и применены контрольные и следящие за расходом газа и его составом датчики и различные приборы. Вследствие низкой температуры уменьшалось время стандартного погружения (с системой подогрева до 2 часов, а в обычном костюме – до 30 минут). Глубина погружения фиксировалась по глубиномеру. Азимут измерялся при помощи подводного компаса Suunto (точность измерения горизонтальных углов 10", точность измерения вертикальных углов 2"). Допустимое отклонение в измерениях

азимута принималось равным 2°. Измерение расстояний под водой производилось с помощью рулетки.

При помощи дайверов проводились наблюдения за движением подземных вод, их гидрохимическое опробование и литолого-минералогические исследования. Съемка карстовых форм на поверхности производилась при помощи электронного тахеометра Nikon DTM-352.

Химический анализ воды и льда был выполнен в лаборатории геоэкологии горнодобывающих регионов ГИ УрО РАН (аналитики Т.А. Одинцова, Н.В. Быкова) и в лаборатории геологии техногенных процессов ЕНИ ПГНИУ (аналитик И.В. Гущина).

В лабораторных условиях были проведены структурно-морфологические и изотопно-химические исследования. Для изучения морфологии кристаллов и минерального состава пород использовался поляризационный микроскоп, сопряженный с компьютером фирмы «Карл Цейс». Исследование морфологии и химического состава проводилось также на сканирующем электронном микроскопе VEGA 3 LMH с системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа INCA Energy 350/X-max 20 в Горном институте УрО РАН (аналитики Е.П. Чиркова, О.В. Коротченкова).

Изотопный анализ углерода и кислорода из образцов пещер Северного, Среднего и Южного Урала был выполнен в Институте геологии КНЦ УрО РАН на масс-спектрометрах МИ-1309 (аналитик М.А. Кудинова) и DELTA V Advantage (аналитик И.В. Смолева) и в лаборатории Чешской геологической службы в Праге на масс-спектрометре MAT Finnigan 251 (аналитик Ф. Бузек). Рабочий стандарт CO_2 получен из каррарского мрамора, результаты с общей аналитической погрешностью ± 0,1 ‰ для $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ приведены к VPDB стандарту. Состав определялся как в отдельных точках, расположенных вдоль траверса от центра к периферии, так и валовым способом.

С 2014 г. анализ стабильных изотопов выполнялся группой Innsbruck Quaternary Group (quaternary.uibk.ac.at) при Инсбрукском университете (руководитель – академик Австрийской академии наук, профессор Кристоф Шпётль) на масс-спектрометре Delta PLUS XL (Fisher Scientific), оснащенном автоматической линией для анализа карбонатов на основе интерфейса GASBENCH (Fisher Scientific). Всего было выполнено более 400 изотопных анализов (включая профильные анализы с разрешением 100 микрон).

$^{230}Th/^{234}U$-датировки были выполнены методом масс-спектрометрии с термической ионизацией (TIMS). Изотопы U-серии были измерены масс-спектрометром MAT 262 RPQ TIMS в Гейдельбергском центре Академии наук Германии (руководитель А. Манджини) и в университете г. Шьян (руководитель Х. Ченг, Китай). Все коэффициенты активности были вычислены при помощи постоянных радиоактивного распада по Х. Ченг и др. (Cheng et al, 2000) и скорректированы по детритовому Th, при этом предполагалось, что кларковое соотношение $^{232}Th/^{238}U$, равное 3,8 для детритового материала, и ^{234}U и ^{238}U находятся в вековом равновесии. Абсолютные даты указаны в тыс. лет назад от наших дней (то есть от 1950 г.).

2.2. Характеристика широтной зональности Урала и расположение объектов исследования

Урал всегда был интересен для ландшафтных исследований, так как является примером горных стран, имеющих меридиональное простирание. В соответствии с изменением климата с севера на юг здесь четко выражена широтная зональность. Восточные и западные границы Урала были выделены (рис. 2.2, табл. 2.1) по А.А. Чибилеву (2011) и А.В. Шакирову (2011).

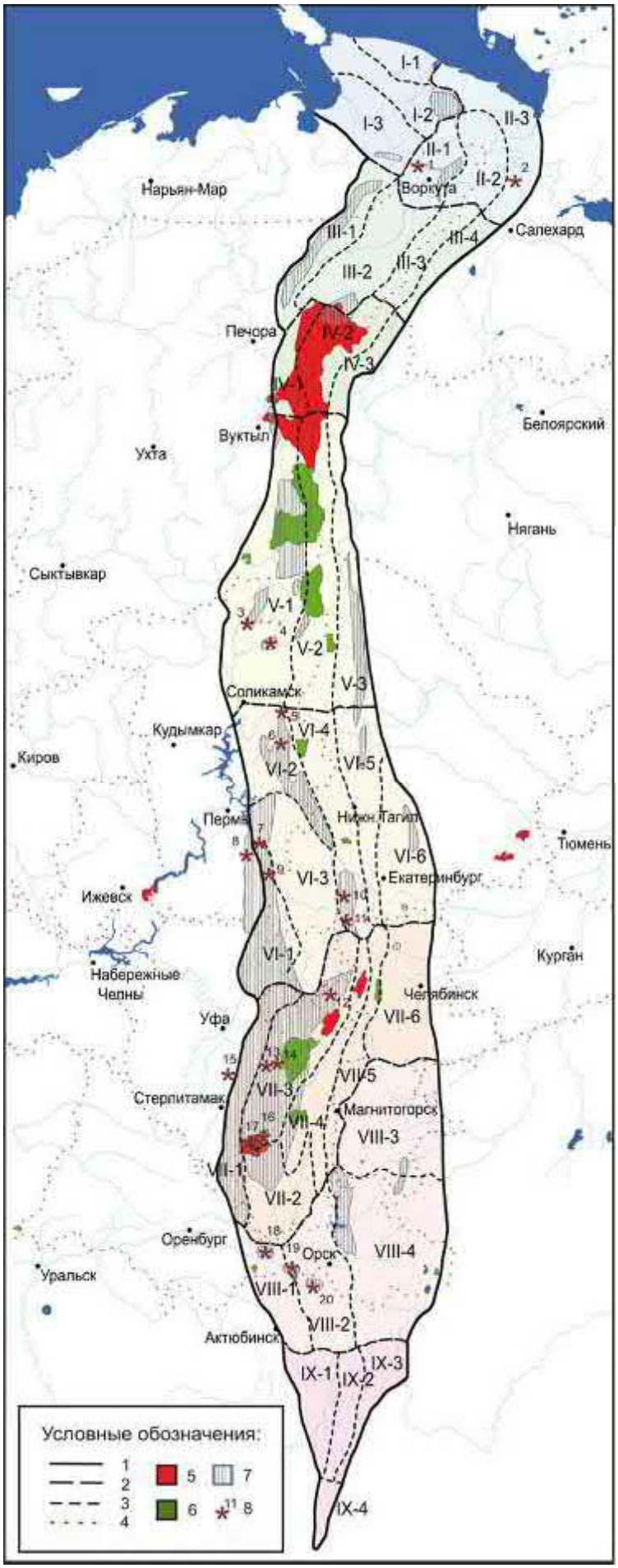


Рис 2.2. Расположение основных карстовых ландшафтов и объектов исследования в рамках природного районирования Уральской горно-равнинной страны (Чибилев, 2010).

Условные обозначения: 1 – граница физико-географической страны Урал; 2 – области Урала; 3 – подобласти Урала; 4 – административные границы; 5 – национальные парки; 6 – государственные природные заповедники; 7 – основные территории распространения карстовых пород; 8 – объекты исследования и номер каждого из них:

1. источники Пымва-Шор
2. карстовый ландшафт хребта Янганапэ
3. Дивья пещера
4. карстовый ландшафт долины р. Березовая, пещеры Медео, Еранка
5. Махневские пещеры
6. Мариинская, Кизеловская (Виашерская), Российская, Усьвинская-1 пещеры
7. Кунгурская Ледяная пещера
8. Ординская пещера
9. водопад Плакун
10. карстовый ландшафт «Оленьи ручьи»
11. источник Кургазак
12. пещера Игнатиевская, Серпиевский пещерный комплекс
13. Киндерлинская пещера
14. Аскинская пещера
15. пещера Вертолетная
16. пещера Шульган-Таш
17. пещера Грез
18. пещера Подарок
19. карстовый ландшафт «Кзыладырский»
20. Петропавловское карстовое поле, пещера Александровская-2

Урал делится на девять географических областей: 1) Пай-Хой; 2) Заполярный Урал; 3) Полярный Урал; 4) Приполярный Урал; 5) Северный Урал; 6) Средний Урал; 7) Южный Урал; 8) Приюжноуралье; 9) Мугоджары и Примугоджарье. Схема природного районирования Урала была разработана на основе учета азональных факторов дифференциации ландшафтов, а также различных карт: геологической, геоморфологической и структурно-тектонического строения (Чибилев, 2011).

В пределах Урала изменение климата подчинено закону широтной зональности и лишь в некоторых районах осложнено высотной поясностью. Смена климата наблюдается от тундрового до полупустынного. Господство западного переноса воздушных масс обусловило выпадение на западном склоне большого количества осадков. Увлажнение западного склона почти в три раза превышает увлажнение восточного, что связано также с развитием конденсационных процессов и наличием восходящих потоков воздуха. Больше всего осадков выпадает на Приполярном Урале (до 1200-1400 мм). Годовое количество осадков на Северном и Южном Урале составляет 500-600 мм. В Мугоджарах увеличивается влияние континентальности климата, в связи с чем осадки уменьшаются до 300-450 мм в год. Приход суммарной солнечной радиации изменяется от 75-80 ккал/(см^2*год) на территории Полярного, Приполярного и Северного Урала до 85 ккал/(см^2*год) в области Среднего Урала и до 100-105 ккал/(см^2*год) на территории Южного Урала и Мугоджар.

В районе Пай-Хой и в области Полярного Урала в горах безморозный климат почти отсутствует, а летом преобладает пасмурная и дождливая погода. На западном склоне средняя температура января составляет –20°С, июля – +12°С, на восточном: января –24°С, а июля – +10°С. Высота снежного покрова в Предуралье 100 см, в Зауралье снега гораздо меньше.

Таблица 2.1

Физико-географические области и подобласти Урала и соотношение карстовых ландшафтов и ключевых объектов

№	Физико-географическая область	Подобласти *(курсивом выделены подобласти с карстовыми ландшафтами)*	Тип карста и его изученность	Ключевые объекты исследования
I	Югорская	1. Приморско-Югорская	Термокарст, карбонатный карст, слабо изучена	Нет объектов
		2. Пай-Хойская		
		3. Коротаихинская		
II	Заполярно-Уральская	1. *Западно-Заполярноуральская (Воркутинская)*	Термокарст, карбонатный карст, слабо изучена	Карстовые источники Пымва-Шор, хребты Янганапэ и Наунпэ
		2. Центрально-Заполярноуральская		
		3. Восточно-Заполярноуральская		
III	Полярноуральская	*1. Гряда Чернышёва*	Карбонатный карст, слабо изучена	Нет объектов
		2. Западно-Полярноуральская		
		3. Центрально-Полярноуральская		
		4. Восточно-Полярноуральская		
IV	Приполярноуральская	*1. Западно-Приполярноуральская*	Карбонатный карст, слабо изучена	Нет объектов
		2. Центрально-Приполярноуральская		
		3. Восточно-Приполярноуральская		
V	Североуральская	*1. Западно-Полярноуральская*	Карбонатный карст, хорошо изучена	Пещеры Дивья, Медео, Еранка, Махневские пещеры
		2. Центрально-Полярноуральская		
		3. Восточно-Полярноуральская		
VI	Среднеуральская	*1. Уфимско-Сылвинская*	Карбонатный, сульфатный карст, хорошо изучена	Кизеловская, Мариинская, Российская, Усьвинская-1, Ординская, Кунгурская Ледяная
		2. Северная Среднепредуральская		
		3. Южная Среднепредуральская		
		4. Центрально-Среднеуральская		
		5. Восточно-Среднеуральская		
		6. Среднезауральская		
VII	Южноуральская	*1. Южно-Предуральская*	Карбонатный, сульфатный карст хорошо изучена	Шульган-Таш, Киндерлинская, Вертолетная, Аскинская
		2. Залаирско-Присакмарская		
		3. Западно-Южноуральская		
		4. Центрально-Южноуральская		
		5. Восточно-Южноуральская		
		6. Южно-Зауральская		
VIII	Приюжноуральская	*1. Сыртово-Предуральская*	Карбонатный, сульфатный и соляной карст, слабо изучена	Пещеры Подарок, Александровская-2
		2. Центрально-Приюжноуральская		
		3. Южно-Зауральская		
		4. Урало-Тобольская		
IX	Мугоджары	*1. Западно-Примугоджарская*	Сульфатный, карбонатный карст, слабо изучена	Грот Толеубулак
		2. Центрально-Мугоджарская		
		3. Восточно-Мугоджарская		
		4. Шошкакольская		

На Северном и Среднем Урале климат континентальный с холодной снежной зимой и умеренно теплым и влажным летом. Средняя температура

января –18°С, а июля 19-22°С. Высота снежного покрова на западном склоне 70-90 см, на восточном 50 см, а продолжительность наличия снежного покрова составляет до 165 дней (Шакиров, 2011).

На западном склоне Южного Урала и Мугоджар летний период теплый, средняя температура июля 22-25°С. Зима здесь мягче, чем на Северном Урале, но достаточно снежная из-за большей высоты гор. Средние температуры января –14°С. На Южном Предуралье благоприятные условия для питания подземных вод создаются весной (вторая половина марта и апрель) и осенью (сентябрь-ноябрь), когда осадки в 2-5 раз превосходят испарение (Карст Башкортостана, 2002). Среднее количество осадков для западного склона Южного Урала 500-600 мм/год. На восточном склоне Южного Урала важную роль в формировании погоды играют арктические воздушные массы, действующие в том числе и на юге (до Мугоджар).

Длительная и суровая зима с небольшим снежным покровом от 35 до 50 см приводит к глубокому промерзанию почвы (более 2 м). Лето засушливое за счет притока теплых воздушных масс из Казахстана. Средняя температура января –18°С, июля +25°С. Стоит отметить, что даже при установившейся теплой погоде возможны внезапные резкие похолодания с выпадением снега (даже в июле), связанные с приходом холодного воздуха с Карского и Баренцева морей (Шакиров, 2011).

Основные пещеры, рассмотренные в ходе диссертационной работы, были подобраны так, чтобы они имели похожие микроклиматические характеристики и одинаковый состав пород, но находились в разных географических зонах с абсолютными отметками в пределах 120-335 м. Это необходимо для того, чтобы исключить влияние высотной поясности (табл. 2.2).

Таблица 2.2

Координаты и высотные отметки входа изученных пещер

№	Название пещеры	Координаты		Абс. отм. входа, м	Состав пород
		Широта	Долгота		
1	Академическая	67.708°N	67.782°E	180	карбонаты
2	Дивья	61.797°N	56.725°E	240	карбонаты
3	Медео	60.837°N	57.737°E	223	карбонаты
4	Еранка	60.836°N	57.746°E	180	карбонаты
5	Махневская Ледяная	59.449°N	57.685°E	308	карбонаты
6	Мариинская	58.881°N	57.610°E	264	карбонаты
7	Кизеловская	59.088°N	57.656°E	335	карбонаты
8	Геологов	58.773°N	57.726°E	330	карбонаты
9	Российская	58.850°N	57.607°E	335	карбонаты
10	Усьвинская-1	58.690°N	57.609°E	245	карбонаты
11	Кунгурская Ледяная	57.441°N	57.005°E	120	сульфаты
12	Ординская	57.182°N	56.887°E	163	сульфаты
13	Игнатиевская	54.895°N	57.770°E	294	карбонаты
14	Вертолетная	54.232°N	55.988°E	158	сульфаты
15	Киндерлинская	54.158°N	56.853°E	290	карбонаты
16	Шульган-Таш	53.043°N	57.064°E	290	карбонаты
17	Подарок	51.525°N	56.619°E	190	сульфаты
18	Александровская-2	50.612°N	57.548°E	269	сульфаты

Таким образом, Урал с его широтной зональностью и меридиональной выдержанностью геологического разреза может быть рассмотрен в качестве удобной модели для выявления закономерностей в развитии карбонатных и сульфатных карстовых ландшафтов в разнообразных климатических условиях.

2.2.1. Объекты Заполярно-Уральской физико-географической области

Карстовый ландшафт Пымва-Шор находится в 2 км выше места впадения одноименного ручья в р. Адзьву. Источники теплых минеральных вод, расположенные в этой местности, являются самыми северными на Урале. Коренные выходы на берегах р. Пымва-Шор слагают верхнедевонско-

нижнекаменноугольные битуминозные известняки. В настоящее время здесь имеется семь действующих источников с дебитом от 0,2 до 10 л/с (Силаев и др., 2008).

Согласно современным исследованиям, источники Пымва-Шор являются хлоридно-натриевыми с повышенным содержанием радия (0,2-1,1 Бк/л). Летняя температура вод варьируется в пределах 27-32°С. На территории карстового ландшафта отсутствует многолетняя мерзлота, а микроклимат благоприятствует развитию растительности, не свойственной зоне обычной тундры (Силаев и др., 2008).

Пещеры хребта Янганапэ. Высотные отметки вершин хребта достигают 250-300 м и хорошо выделяются среди равнинной тундры. Поверхность территории южного Ямала имеет холмистый рельеф, абсолютные высотные отметки поверхности 55-80 м. Здесь широко развиты мерзлотные формы рельефа – бугры пучения и термокарстовые понижения с неглубокими озерами и болотами. Мощность многолетнемерзлых пород в исследуемом районе достигает 100-150 м. В геологическом отношении вершины хребта Янганапэ представляют собой древние рифы нижнедевонского возраста (Хромых, Беляев, 2010). Хребет является красивейшим природным комплексом, находящимся в труднодоступном районе, более чем в ста километрах к северу от Полярного круга (рис. 2.3).

Мощность карстующихся пород нижнедевонского возраста в этом районе достигает 170 м; сверху залегают слоистые (от розового до красного цвета) водорослевые известняки (мощностью до 74 м), затем светло-серые грубоплитчатые известняки с редкими строматопороидеями и брахиоподами (мощностью до 21 м); далее по разрезу – массивные серые неяснокомковатые с частыми водорослями (мощностью до 53 м), переходящие в темно-серые слабоглинистые известняки (мощностью до 9,9 м). Ниже залегает темно-серый известняк, а в верхах пачки – строматопороидный биостром мощностью до 10,4 м (Хромых, Беляев, 2010).

Рис. 2.3. Гора Треугольная

Пещеры расположены в рифовых постройках девонского возраста. Рифовые известняковые останцы Щучьинской островной дуги образовались на океанической коре, а развитие в этом районе осадочных отложений проходило в системе преддугового бассейна и отличается наличием обрамления рифов глубоководными осадками с пелагической фауной и вулканитами в основании (Хромых, Беляев, 2010).

Они разнообразны по форме и размерам (рис. 2.4) и в основном имеют круглую или овальную форму в плане и коническую форму в разрезе. Диаметр основания рифов составляет 0,5-1 км. В отличие от других вершин в хребте, гора Янганапэ имеет неправильную форму, т.к. состоит из нескольких построек, ее размеры составляют с запада на восток 7 км и с юга на север 3 км. В большинстве случаев рифы имеют симметричные склоны, только гора Треугольная имеет крутой восточный и пологий западный склон.

На исследуемой территории карстующиеся породы (мраморизованные известняки) выходят на дневную поверхность и только в некоторых местах прикрыты почвенно-растительным слоем или маломощным чехлом современных элювиально-делювиальных отложений. Таким образом, по

характеру покрова изученный район относится к открытому (голому) и прикрытому типу карста. Развитие карста в этом районе имело 2 этапа.

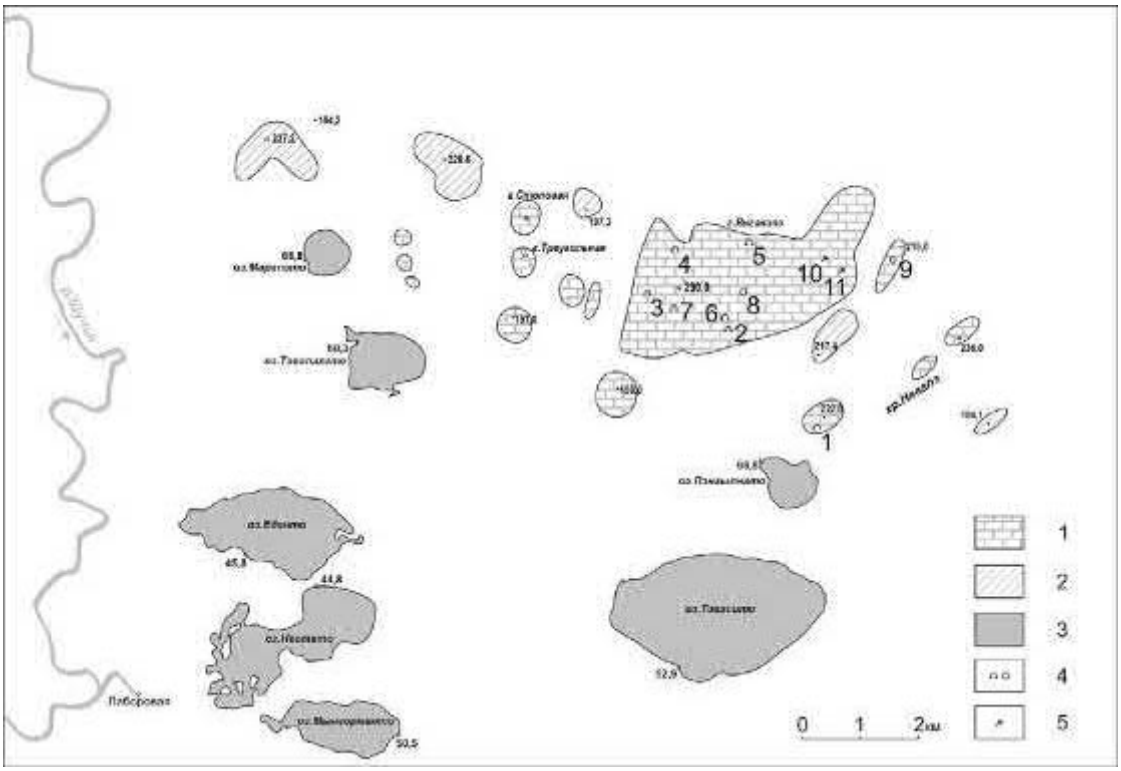


Рис. 2.4. Расположение карстовых объектов хребта Янганапэ.
Условные обозначения: 1 – рифы с выходами известняков на поверхность; 2 – рифы, сложенные некарстующимися породами; 3 – озера; 4 – карстовые формы (пещеры, гроты, озера, останцы); 5 – карьеры, вскрывшие древние карстовые полости

Первый этап карстования происходил еще в поздний период развития рифовых построек, когда во время тектонических подвижек рифы поднялись выше уровня моря. В это время передовой склон рифа проходил в районе южной части хребта Янганапэ. Подтверждением подъема этой территории являются карстовые карбонатные брекчии, карстовые и переотложенные бокситы в разрезе, а также неравномерное вторичное окрашивание известняков коллоидными растворами Fe и Al. Источником глинозема в тот период времени служили коры выветривания по вулканитам, развитые на ближайших островных участках суши (Нефедов, Коновальчиков, 1992).

Второй этап карстования пород проходил уже в современных условиях вечной мерзлоты и морозного выветривания. Датировка костей мелких

млекопитающих из нижнего слоя грота Зверобой (4100±200, ГИН-9006; Головачев, 1999), показала, что осадконакопление в карстовых полостях этого района началось примерно на рубеже раннего (SB-1) и среднего (SB-2) этапов суббореального периода голоцена (Головачев, 2000).

Карстовым явлениям этого района до наших исследований была посвящена только одна публикация (Лузан, Ретинский, 1994). В статье описаны 2 пещеры: Мэцейдинапэ длиной 15 м (расположенная в юго-восточной части массива) и Сармик-Вангута длиной 8 м (расположенная на юго-западном склоне).

Во время экспедиции в 2012 г. нами были сделаны съемка двух пещер, топопривязка 6 гротов, карстового озера и двух карьеров, в которых вскрыты заполненные древние карстовые полости (см. рис. 2.4).

Первую пещеру (см. рис. 2.4, объект № 2) участники экспедиции назвали в честь известного этнографа и археолога севера В.Н. Чернецова. Она находится в западном борту лога в южной части хребта Янганапэ. Вход представляет собой низкое (0,7 м) щелевидное отверстие прямоугольной формы шириной 3,6 м в небольшом скальном обнажении высотой 3-5 м (рис. 2.5, 2.6).

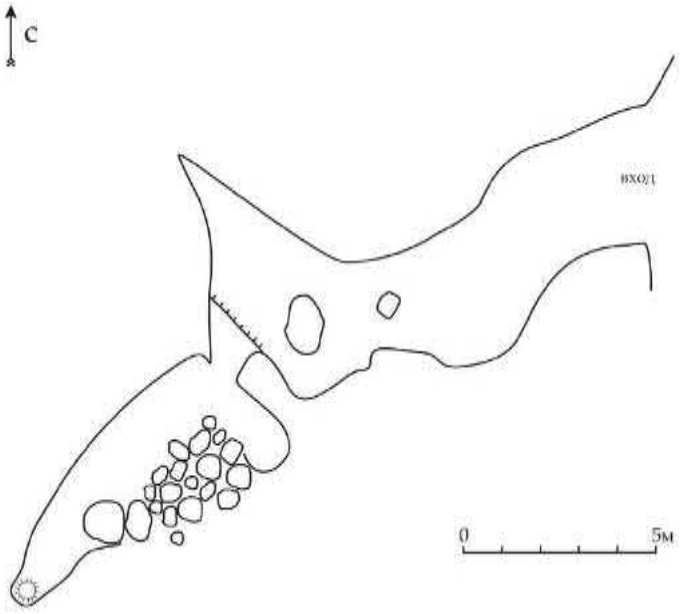


Рис. 2.5. План п. им. В.Н. Чернецова (Янганапэ-2)

Абсолютная отметка входа составляет 146 м. Входная галерея представляет собой горизонтальный ход длиной 9,6 м и высотой 1 м, ширина хода практически не меняется. На потолке видны следы водной коррозии и в некоторых местах присутствуют вторичные минеральные образования в виде «лунного» молока. Галерея выходит в просторный грот высотой 3 м, шириной 1-1,5 м и длиной 6,3 м, ориентировка грота определяется трещиной диагональной ориентировки (азимут простирания 135°, угол падения 70°). Из основного грота через узкий лаз в западной стене на высоте 1,5 м над уровнем пола можно попасть в дальний грот с органной трубой.

Высота прохода 0,4-0,5 м и длина 1,3 м. Далее ход длиной 8 м постепенно сужается (до 0,4 м) за счет обвалившихся камней из южной стенки и выходит к органной трубе диаметром 0,3 м. Общая длина пещеры составляет 24 м. Температура в пещере на 20.07.2012 г. составила –0,7°С. Пол покрыт промороженными глинистыми отложениями с обломками известняка.

Рис. 2.6. Вход в п. им. В.Н. Чернецова (Янганапэ-2)

Рис. 2.7. Вход в п. Академическая (Янганапэ-3)

Пещера Академическая находится на западном склоне хребта Янганапэ, в скальном выступе на высоте 180 м. Пещера имеет три щелевидных входа, которые с небольшим уклоном ведут внутрь массива в общий небольшой грот шириной 3 м и высотой 0,9 м (рис. 2.7, 2.8).

Высота входов от 0,5 до 0,8 м, ширина ходов примерно одинаковая - от 2,5 до 3 м. Центральная галерея длиной 6 м, а крайние – протяженностью по 10 м. Общая длина пещеры 26 м. Температура в пещере на 20.07.2012 г.

составила –0,9°С. На потолке галерей видны следы водной коррозии, а на полу находятся глинистые смерзшиеся отложения.

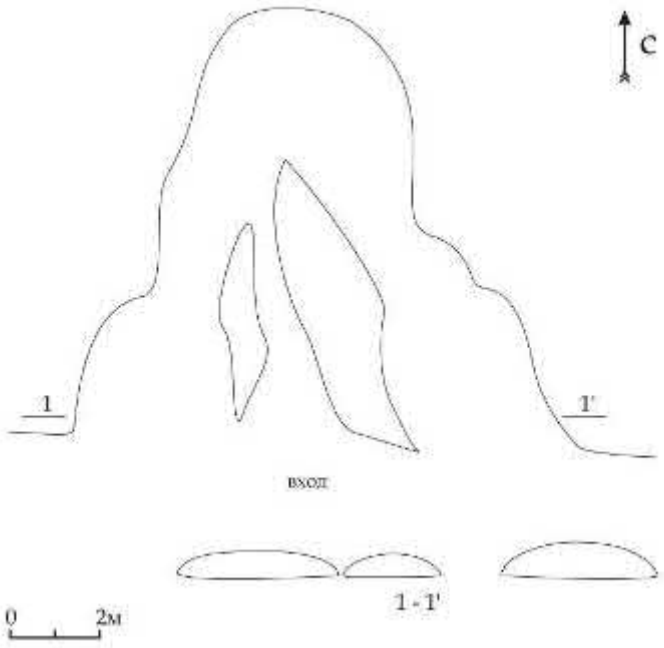


Рис. 2.8. План пещеры Академической (местонахождение Янганапэ-3)

Кроме пещер, на хребте Янганапэ было отмечено множество других карстовых явлений. Например, были найдены гроты в пределах горы Янганапэ и горы Лодка на хребте Нявапэ (см. рис. 2.4, объекты № 1, 4, 5, 6, 7, 8). Максимальная длина встреченных полостей не превысила 6 м (рис. 2.4, грот № 4). В одном из гротов был найден хорей, по всей видимости, оставленный ненцами в качестве приношения.

Длина грота Зверобой (абс. отм. входа 157 м, см. рис. 2.4, объект № 6) составила 4 м, здесь в 1996-1998 гг. были проведены палеонтологические раскопки. Размеры других гротов (см. рис. 2.4, № 1, 5, 7) не превышают 1,5-2 м. Около одного из гротов (см. рис. 2.4, объект № 1) были найдены 10 оленьих рогов, что свидетельствует об использовании их ненцами в культовых целях.

На поверхности останцов встречаются небольшие колодцы, арки и отдельно стоящие скалы (см. рис. 2.4, объект № 9). Карстовые воронки в основном встречаются на восточном склоне г. Янганапэ. В большинстве

случаев они заполнены отложениями. Разрез одной из таких воронок вскрыт в стенке карьера (рис. 2.9). В карьерах (см. рис. 2.4, объекты № 10, 11) также хорошо видны древние карстовые полости. Состав заполнителя полостей сильно варьирует: часть выполнена карбонатным материалом, другие заполнены конгломератом или песчаником, состоящим из карбонатных частиц, вулканогенного материала с обломками колчедановых руд (пиритом). Разнородность заполнителя полостей говорит о разных этапах формирования и разных направлениях сноса материала.

На вершине горы Янганапэ находится озеро карстового происхождения (рис. 2.10). Абсолютная отметка уровня воды 249 м.

Рис. 2.9. Воронка и заполненная карстовая полость, вскрытая карьером

Рис. 2.10. Озеро на вершине г. Янганапэ

Промеры показали его необычную глубину для вечномерзлотных пород – 36 м. Многолетняя мерзлота создала своеобразный непроницаемый сосуд, из которого вода не просачивается. Анализ воды показал, что она близка по составу к талой и дождевой (табл. 2.3). По словам ненцев, в XIX в. озеро служило святилищем.

Таблица 2.3

Химический состав вод карстового озера, хребет Янганапэ

Минерализация мг/дм^3	pH	Содержание, мг/дм^3, моль/дм^3, %-экв							Тип
		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{2+}	
54,76	5,94	21,36 0,35 23,3	2,65 0,07 4,7	9,51 0,20 13,3	7.80 0,13 8,7	9,52 0,48 32	2,67 0,22 14,7	1,25 0,05 3,3	ГК

Для карстовых ландшафтов здесь характерны также небольшие колодцы, арки и отдельно стоящие скалы. Карстовые воронки в основном встречаются на восточном склоне горы Янганапэ.

2.2.2. Объекты Североуральской физико-географической области

Карстовый ландшафт камня Пехач и пещера Медео. Камень Пехач относится к числу самых интересных и известных карстовых объектов в Прикамье. Он находится на территории Средневишерского района карбонатного карста Западно-Уральской складчатой зоны и расположен на правом берегу р. Березовой, в месте впадения в нее р. Бадьи (рис. 2.11). Сложен слоистыми серыми окремненными известняками сакмарского яруса нижней перми с фауной брахиопод, кораллов, мшанок и фузулинид.

На высоте 110 м от уровня реки расположены арка и пещера Череп. Названа она так потому, что два ее входа напоминают пустые глазницы черепа. Пещера имеет 5 входов. Общая протяженность ходов составляет 70 м. В стенах пещеры видны многочисленные окаменелости: мшанки, брахиоподы и одиночные кораллы. Карстовая арка имеет высоту 6 м и ширину 2 м. Когда-то оба объекта были фрагментами одной длинной пещеры, свод которой впоследствии обрушился.

В западной части камня находится пещера Медео (или Бадьинская Ледяная), в которой сохраняется многолетняя наледь. Вход (высота 3 м и ширина 7 м) расположен на высоте 30 м над уровнем реки. Пещера состоит из двух гротов размерами 25×16 м и 17×13 м. Общая длина подземных ходов

составляет 60 м. Пол гротов покрыт слоем многолетнего льда общей площадью 600 м^2. Повсюду лед вплотную прилегает к стенам пещеры.

Рис. 2.11. Расположение карстовых объектов на территории ландшафтного памятника природы «Камень Пехач»: 1 – пещера Медео; 2 – карстовая арка и пещера Череп

Наибольшая мощность льда, измеренная при помощи георадара, составляет 4,5 м (рис. 2.12). Она определена в ближайшей ко входу части пещеры (Степанов и др., 2014). Далее вглубь массива мощность льда постепенно уменьшается и составляет 0,5 м. Объем многолетнего льда в марте 2011 г. составил 939 м^3, что позволяет считать подземную наледь самой большой по объему на территории Северного Урала.

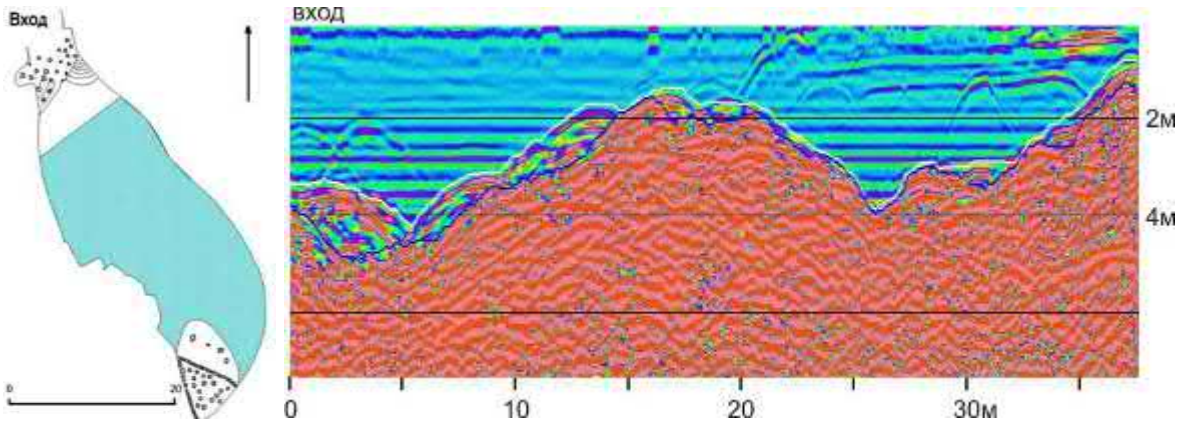


Рис. 2.12. План п. Медео и разрез ледяной толщи (Степанов и др., 2014)

В холодный (март 2011 г.) и теплый (август 2011 г.) периоды былb проведенs описание и фотодокументация поверхности наледи. Для наблюдения за динамикой прироста льда были установлены репера, с 29 марта по 11 августа 2011 г. мощность льда в пещере у восточной стены увеличилась на 8,2 см, у западной стены прирост льда составил 10,1 см. Было отмечено, что летом попадающая на поверхность вода стекает сначала в виде отдельных струй, врезающихся в наледь (рис. 2.13), которые постепенно сменяются зоной плоскостного течения, характеризующейся наличием плотин, сложенных мелкозернистыми агрегатами льда (шуги) и ориентированных перпендикулярно потоку (рис. 2.14).

Рис. 2.13. Зона струйного поступления талых вод на привходовой части наледи (август 2011 г.)

Рис. 2.14. Зона плоскостного течения воды с образованием гур из шугообразного льда (август 2011 г.)

Рис. 2.15. Полигональная структура льда (август 2011 г.)

В более удаленной части (в 30 м от входа) на поверхности фиксируется полигональная структура, обусловленная гигантокристаллическим (5-20 см)

строением кристаллов льда (рис. 2.15). В весеннее время года эта ячеистость прослеживается и в распределении криогенного карбонатного материала (рис. 2.16).

Рис. 2.16. Рассеянное и ячеистое распределение криогенной карбонатной муки, оставшейся после зимнего испарения льда (март 2011 г.)

Для определения химического состава льда была отобрана проба при помощи ледобура с глубины 1 м. Анализ льда, выполненный в лаборатории ГГР ГИ УрО РАН (аналитик Н.В Быкова), показал его низкую минерализацию (57,92 мг/дм^3) и принадлежность к гидрокарбонатному калиево-натриевому типу (табл. 2.4).

Таблица 2.4

№ скв.	Минерализация мг/дм^3	pH	Содержание, мг/дм^3, моль/дм^3, % мг-экв					
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{2+}
1	57,92	6,43	34,21 0,56 38,71	1,40 0,04 2,73	5,95 0,12 8,56	6,55 0,33 22,55	0,12 0,01 0,69	9,69 0,39 26,75

Согласно классификации Г.А. Максимовича (1964), лед относится к пресным. Его низкая минерализация связывается с образованием наледи из талой воды, поступающей в весеннее время преимущественно через вход пещеры.

Таким образом, поверхность наледи характеризуется наличием гидродинамических зон: струйного и плоскостного (волнового и пленочного) поступления воды. Они определяют структуру льда: от мелкозернистой до гиганто-кристаллической, что в свою очередь влияет на образование и распределение криогенных минералов.

Пещера Еранка расположена на территории Средневишерского района карбонатного карста Западно-Уральской складчатой зоны. Заложена в известняках ассельского и сакмарского ярусов нижней перми. Вход в пещеру находится на высоте 20 м на склоне юго-восточной экспозиции, в 350 м от устья р. Еранки, являющейся левым притоком р. Березовой. Общая длина пещеры составляет 500 м. (Полозов, 1987, Лавров и др., 1995). Это самая большая по длине пещера, расположенная в долине р. Березовой.

Пещера характеризуется микроклиматической зональностью и относится к модели нисходящих пещер типа холодного «мешка» (рис. 2.17), что обусловило наличие в первом гроте залежи многолетнего льда мощностью до 3,5 м.

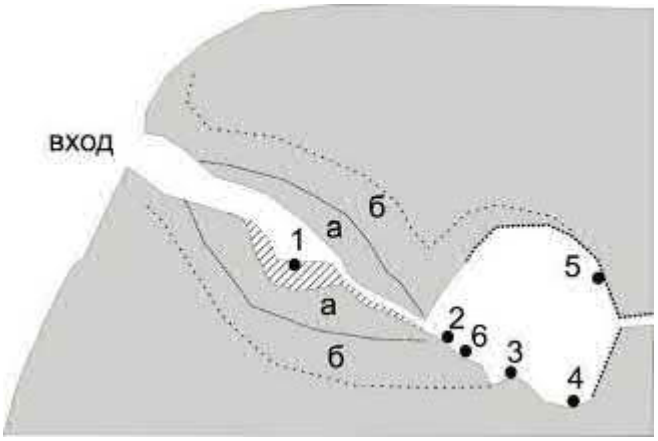


Рис. 2.17. Схематичный разрез п. Еранка и места отбора проб. В первом гроте в зоне отрицательной температурной аномалии находится наледь, а симметрично от нее расположены предполагаемые зоны промерзания в летнее (а) и зимнее (б) время

Вход имеет треугольную форму и следующие размеры: высоту 2,5 м и ширину 6 м. В первом гроте на расстоянии 15 м от входа находится многолетняя наледь, которая вертикальной ступенью (высотой 2 м) спускается в нижнюю (ровную) часть грота. Из ледяной части грота узкий наклонный ход длиной 20 м ведет в большой грот, где высота свода достигает 8-10 м. Температура здесь в летний период (август 2012 г.) составила –0,5°С.

Удаленный от входа второй зал в летнее время (август 2012 г.) характеризуется положительной температурой (+3,9ºС). Присутствие

десквамационного материала на входе в зал позволяет предполагать, что в зимнее время здесь может происходить периодическое замерзание воды.

Для определения химического состава льда с помощью ледобура была отобрана проба от поверхности до глубины 1 м. Химический анализ льда, выполненный в лаборатории ГГР ГИ УрО РАН (аналитик Н.В. Быкова), показал его низкую минерализацию (141,76 мг/дм^3) и принадлежность к гидрокарбонатному кальциевому типу (табл. 2.5).

Таблица 2.5

№ скв.	Минерализация мг/дм^3	pH	Содержание, мг/дм^3, моль/дм^3, % мг-экв					
			HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{2+}
1	141,76	7,82	95,93 1,57 44,31	1,58 0,04 1,26	7,56 0,16 4,44	25,78 1,29 36,25	1,22 0,10 2,83	9,68 0,39 10,92

Согласно классификации Г.А. Максимовича (1964), подобный лед относится к пресным. Его низкая минерализация связывается с образованием наледи из талой воды, поступающей в весеннее время преимущественно через вход пещеры.

Пещера Дивья находится на правом крутом берегу реки Колвы, в 10 км севернее поселка Ныроба Чердынского района Пермского края (рис. 2.18). Вход расположен на высоте 90 м над урезом реки в крутом береговом склоне, который называется Дивий камень.

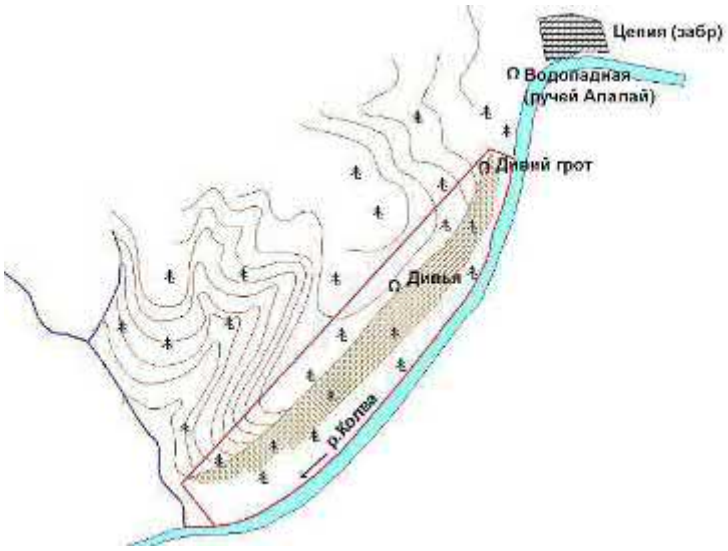


Рис. 2.18. Расположение ландшафтного памятника природы Дивий камень

Протяженность пещеры составляет 10,1 км, а глубина 28 м. Дивья является самой протяженной пещерой Урала. Пещера представляет собой лабиринтовую систему гротов и галерей, вытянутых с запада на восток. Пещера развита в пологопадающих на север нижнепермских слоистых окремненных известняках сакмарского и артинского ярусов. На юго-западе Дивьего камня, в логу, расположена зона контакта карстующихся пород с некарстующимися, где обнаружены поглощающие поноры. У подножия скал наблюдается выход карстовых вод в виде многочисленных нисходящих источников.

От входного отверстия шириной 1,5 м и высотой 0,5 м вглубь пещеры ведет проход длиной 80 м, названый в честь В.С. Лукина. Наиболее крупные гроты (Ветлан, Девы, Гвоздецкого и др.) достигают длины 50 м, ширины 15 м и высоты 15 м (рис. 2.19).

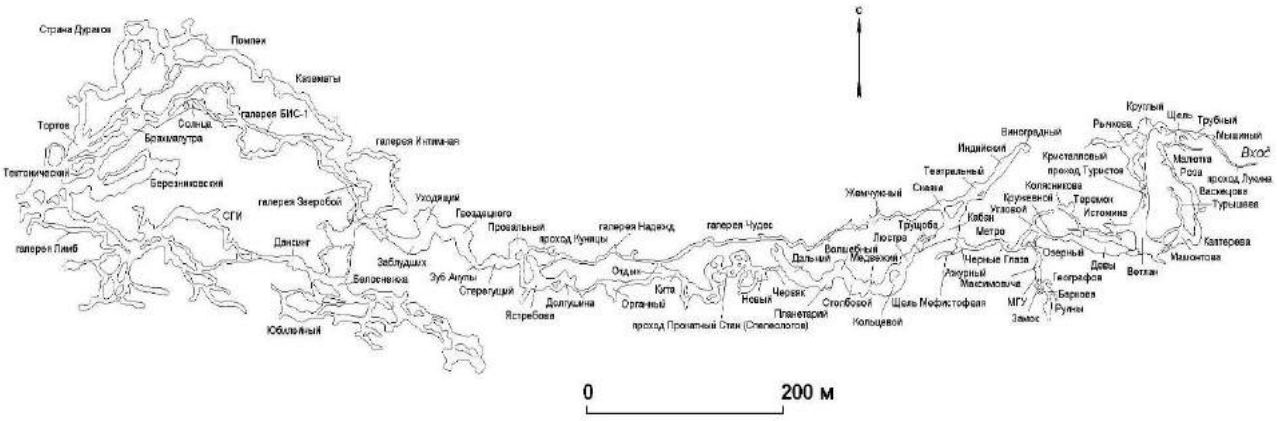


Рис. 2.19. План пещеры Дивья. Составлен Е.И. Лузиной по материалам спелеологов Березниковской спелеосекции «Карст» (1999 г.)

Активных водотоков в пещере нет. Современный обводненный горизонт расположен значительно ниже, на что указывают родники, выходы которых находятся выше уреза реки на 6 м.

С июля 2014 по июль 2015 г. в нейтральной зоне пещеры в гроте Ажурный был установлен температурный даталоггер. Измерения показали, что температура воды и воздуха в течение года была стабильной и равнялась 4°С.

Махневские пещеры находятся в 1,2 км к юго-востоку от нежилой д. Махнево Александровского района Пермского края на левом склоне долины р. Гаревой (правого притока р. Чаньвы). В соответствии с районированием пещеры расположены в Кизеловско-Яйвинском районе карбонатного карста, а в тектоническом отношении – в Западно-Уральской зоне складчатости (Лавров, 2002). Комплексный природный резерват «Махневские пещеры» образован указом губернатора Пермской области от 12 января 2000 г. № 3. Границы природного резервата обозначены на рис. 2.20.

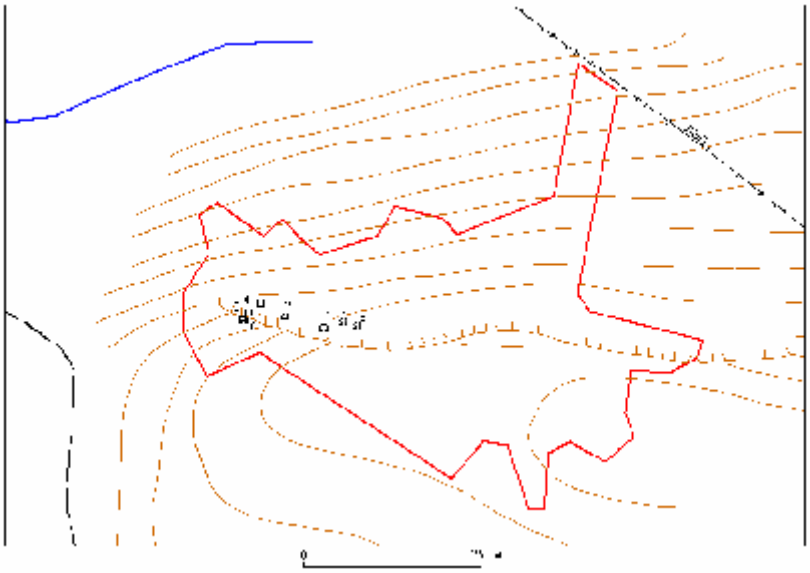


Рис. 2.20. Границы ООПТ «Махневские пещеры»: 1 – Большая Махневская, 2 – Махневская-2 (Дракон), 3 – Махневская-3 (Грот Носорожий) 4 – Махневская Ледяная, 5 – Арка, 6 – Грот Балкон, 7 – Сквозная, 8 – Грот Жилище

Пещеры расположены в скальном уступе высотой до 50 м, который сложен известняками нижнего карбона. Наиболее известны среди них Большая Махневская, Дракон, грот Носорожий и Махневская Ледяная (Малая Махневская).

Активное исследование Махневских пещер началось в 50-е годы прошлого века. Начиная с 1952 г. неоднократные раскопки в пещерах проводил краевед Е.П. Близнецов. Он составил описание, планы пещер и обнаружил первые археологические находки, хранящиеся сегодня в городском музее и архиве г. Александровска.

Наиболее протяженной пещерой является Большая Махневская, ее длина составляет 584 м. Вход имеет треугольную форму высотой 1,4 м. Пещера представляет собой сеть меандровых ходов, достигающих высоты 10 м. Отсюда и названия основных галерей: Малый и Большой Каньоны, которые дал им Е.П. Близнецов (1960). Больших гротов в пещере нет.

Грот Носорожий расположен в 100 м западнее пещеры Большая Махневская. Привходовая арка имеет ширину 14 м и высоту 5 м, при общей протяженности 68 м. Вход обращен на север. В правой стене имеется узкий лаз на поверхность.

Пещера Махневская Ледяная находится в нижнем скальном ярусе скальной гряды, в 40 м к западу и на 8 м ниже по вертикали от грота Носорожьего. Общая длина галерей составляет 90 м (рис. 2.21).

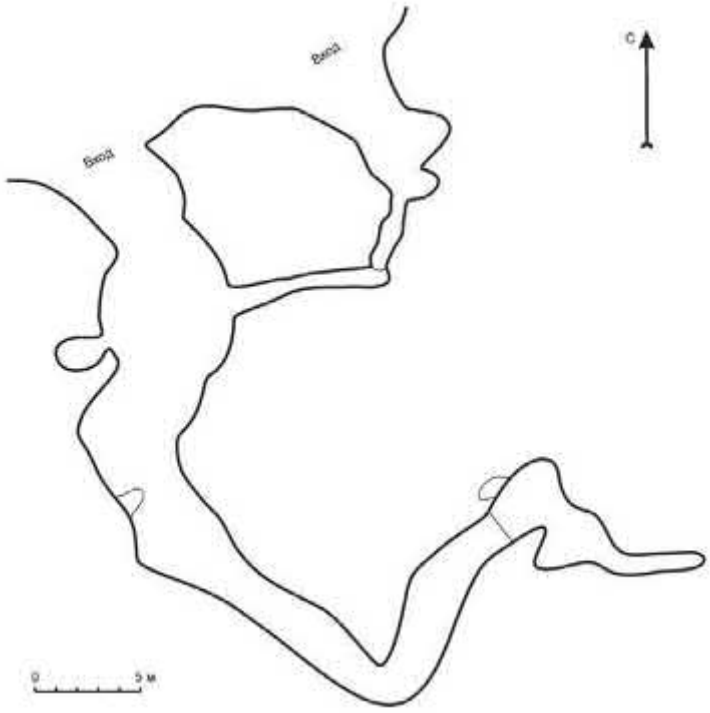


Рис. 2.21. Схема пещеры Махневская Ледяная (съемка О.И. Кадебской, М.И. Каринкиной; 2011)

Из описания Е.П. Близнецова (1960 г.) следует, что в главной галерее существовало многолетнее оледенение, которое имело размеры более 5-6 м и заканчивалось у обрыва (глубиной около 2 м). За данным обрывом находится

наиболее расширенный участок пещеры. Регулярные раскопки, производимые «черными копателями» в пещере, практически уничтожили культурный слой в привходовой части. Вследствие изменения морфологических характеристик пещеры произошло нарушение циркуляции воздуха, в результате чего многолетний лед полностью растаял.

Среди определимых костей крупных млекопитающих в отложениях пещеры Махневская Ледяная преобладают представители рода *Ursus*, вероятно большая часть неопределимых фрагментов также относится к этим животным. Здесь впервые на Урале найдены остатки дикобраза. На найденных костях крупных млекопитающих (медведя, лося, благородного оленя) имеются следы погрызов дикобраза, что указывает на относительную синхронность их существования (Фадеева и др., 2011).

2.2.3. Объекты Среднеуральской физико-географической области

Пещера Мариинская расположена на территории Кизеловского района карбонатного карста Западно-Уральской складчатой зоны, рядом с поселком Верхняя Губаха в приустьевой части левого борта Мариинского лога, от которого и пошло название пещеры (рис. 2.22). В свою очередь лог получил название от шахты им. Куйбышева, до революции носившей название «Мариинская». Мариинский лог представляет собой суходол, находящийся на высоте около 70 м над рекой Косьвой. Пещера имеет два входа и заложена в протяженном скальном выступе массивных известняков визейского и серпуховского ярусов нижнего карбона высотой 7 м. Высота входов от дна лога составляет 80 м, а от уреза Косьвы – 120 м. Абсолютная отметка правого входа составляет 275 м.

Впервые пещера была описана М.С. Гуревичем в 1932 г. В настоящее время длина закартированных ходов составляет 1000 м (рис. 2.23), а глубина – 47 м (Валуйский, 2000).

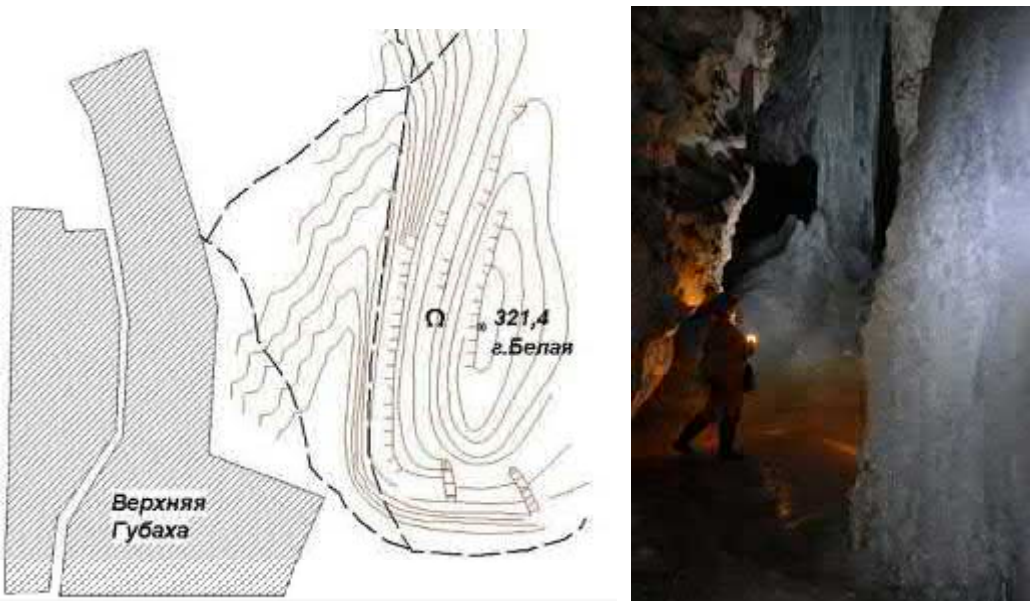


Рис. 2.22. Расположение пещеры Мариинской и ледяные сталагмиты в гроте Большого Ледника

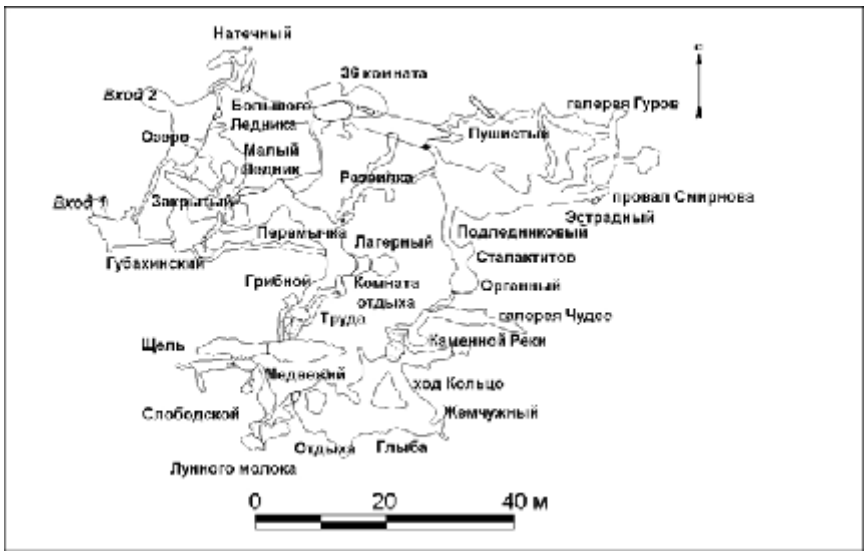


Рис. 2.23. План Мариинской пещеры (план по данным С.В. Валуйского, 2000)

Пещера имеет четыре уровня, этажи соединены постепенными переходами и колодцами. Правый вход представляет собой неширокую щель высотой 1,5 м. В 20 м левее расположен второй вход треугольной формы высотой 1,2 м, в котором особого внимания заслуживает наледь длиной 62 м и мощностью до 1,5-2 м. Общая площадь ледяного покрова составляет 300 м^2. По словам Б.Р. Мавлюдова, сезонная наледь стала многолетней после установки в 1976 г. бетонной пробки внизу галереи.

В 1994 г. вход в пещеру полностью заплыл льдом. Зимой холод перестал поступать в пещеру и вскоре многолетняя наледь начала катастрофически уменьшаться в размерах. После 2007 г. в пещере снова идет накопление льда, таким образом накопление и таяние льда в пещере имеет циклический характер.

На всем протяжении лед вплотную подходит к стенам пещеры. В средней части наледи он чистый, прозрачный, просматривается во всю толщину. Ближе ко входу лед белый, матовый, в верхней части покрыт глинистыми отложениями и обломками пород.

Пещера Российская расположена на Западном склоне Среднего Урала в Ладейном логу в бассейне р. Косьвы недалеко от г. Губахи (рис. 2.24). В структурно-тектоническом отношении Ладейный лог приурочен к Западно-Уральской внешней зоне складчатости, к восточному крылу Главной Кизеловской антиклинали и западному крылу Косьвинской синклинали. Тальвег лога развит по контакту песчаников угленосной толщи и известняков визейского яруса нижнего карбона. Залегание пород моноклинальное, с падением 10-30º на восток – северо-восток (Лавров, 2001).

Пещера была открыта в 1984 г. И.А. Белокрысом и В.В. Крысовым и названа в честь I Всероссийского слета спелеологов (Валуйский, Белокрыс, 1986). Длина пещеры 1450 м, амплитуда 72 м. Вход находится в правом борту Ладейного лога в 5,2 км от р. Косьвы на дне карстовой воронки глубиной 5 м и представляет собой щель высотой 0,7 м и шириной 1,3 м. Температура в пещере 4,2° С.

Рис. 2.24. Расположение пещеры Российская в борту Ладейного лога

Главная меандровая галерея пещеры полого погружается по напластованию известняков от входа до грота Гулливер (рис. 2.25).

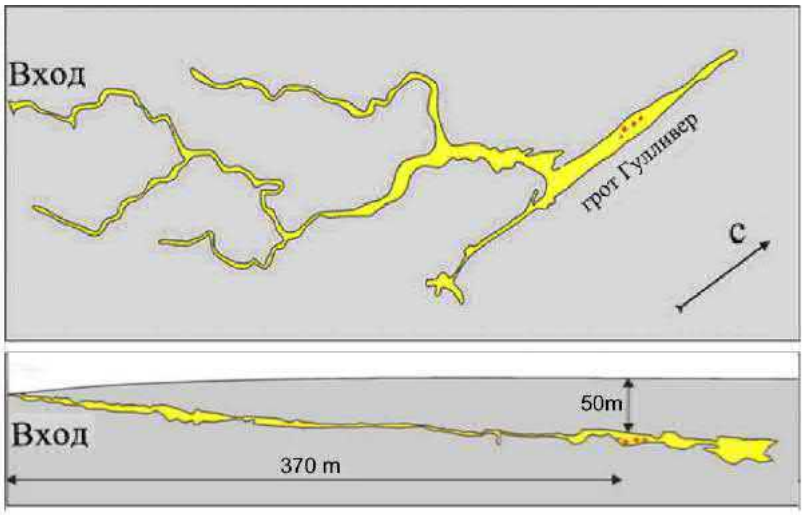


Рис. 2.25. План и разрез пещеры Российская (по Валуйскому и Белокрысу, 1986, с изменениями автора), красным указано место отбора проб

Грот Гулливер расположен в северной части пещеры на расстоянии 370 м от входа и имеет наибольшие размеры среди остальных гротов пещеры. Его длина достигает 90 м, а ширина от 9 до 15 м. По абсолютным отметкам, рассчитанным в ходе топосъемки, грот Гулливер находится на глубине 50 м от земной поверхности.

Пещера Усьвинская-1 расположена в 2 км северо-восточнее железнодорожной станции Усьва, на водоразделе, в толще светло-серых органогенных известняков московского яруса каменноугольной системы.

Вход расположен в борту известнякового уступа высотой 4 м. Абсолютная отметка входа 245 м. Пещера представляет собой узкие меандровые галереи высотой до 10 м, которые выходят в низкие, но широкие гроты, расположенные ниже галерей – Узловой, Затейливый и Надежды. Ближняя часть пещеры, до грота Плоский, была известна еще с 1960-х гг. В.А. Смирнов открыл новую часть пещеры, съемку и составление плана которой выполнил с Н.П. Разумовой в 2001 г. (рис. 2.26).

Из грота Плоский по прокопанному проходу можно попасть в меандровую Главную галерею, которая имеет северо-восточное направление. В гроте Цилиндр Главная галерея пересекается с Северо-Западной, которая выходит в грот Затейливый. Из грота Цилиндр при движении в северо-восточном направлении спускаемся в гроты Куполок, Сухой и Восточную галерею, а ход из Цилиндра в южном направлении приводит в гроты Узловой и Надежды (Смирнов, 2013).

Рис. 2.26. План пещеры Усьвинская-1, звездочкой указано место отбора проб (по Смирнову и Разумовой, 2001)

В гроте Узловом глинистые отложения расположены между глыбами известняка и достигают мощности 1,5 м. У восточной стены грота находится русло ручья, в котором во время таяния снега течет вода. Здесь глинистые отложения размыты, а в русле много окатанных обломков пород.

Температура воздуха в привходовой части пещеры в зимний период опускается ниже нуля, а в главной галерее после грота Плоский близка к температуре пород и в течение всего года является положительной, варьируясь от 4 до 5ºС.

Пещера Кизеловская (Виашерская) находится на территории г. Кизел на правом берегу р. Виашер, в основании 10-метрового уступа известняков визейского яруса нижнего карбона (рис. 2.27). Протяженность ходов 7,6 км, глубина 46 м.

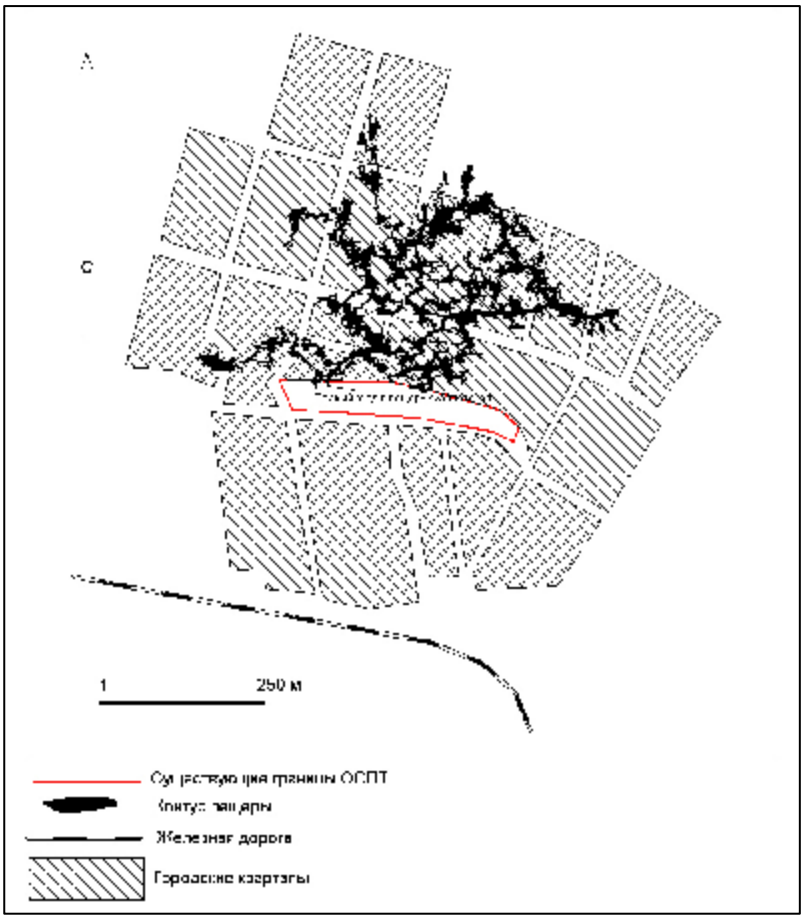


Рис. 2.27. Схема расположения ООПТ «Кизеловская (Виашерская) пещера»

Пещера относится к лабиринтовому типу и имеет ярусное расположение ходов и гротов. Основным является средний горизонтальный ярус. В пещере открыто более 90 гротов (рис. 2.27).

Пещера была открыта в 50-х г. XIX в. Первый план был составлен В.Н. Грамматчиковым (1909), а дополнен в 1928 г. П.С. Шеиным. Пещера предложена к охране Е.В. Ястребовым (1960). Наиболее полное описание

составил С.В. Валуйский по материалам Нижнетагильской, Березниковской и Пермской спелеосекций. Вглубь пещеры ведут два входа: западный (старый) представляет собой большое нишеобразное углубление в форме треугольника с основанием 6 м и высотой 2,5 м.

Рис. 2.28. План пещеры Кизеловская (Виашерская) (составлен И.А Лавровым по материалам Кизеловской спелеосекции, 2002)

Кизеловскую пещеру можно условно разделить на юго-западную, так называемую Старую пещеру, и северо-восточную – Новую пещеру, открытую в январе 1971 г. нижнетагильскими спелеологами. Эти две части соединены между собой проходом шириной 1-1,5 м и высотой 0,4-2 м.

Старая пещера состоит из двух основных ходов, западного и восточного направления, соединенных коротким проходом, расположенным

недалеко от входа. Новая имеет меридиональное направление и большая ее часть горизонтальная.

Наибольшие из гротов Кизеловской пещеры: Морское Дно, Амфитеатр, Спелеологов, Исполин, Лодка, Ильича, Радуга. В пещере есть небольшие озера глубиной до 3 м. В привходовой части в зимне-весеннее время появляются сезонные ледяные образования и сублимационные кристаллы. Встречаются сталагмиты и сталактиты длиной до 2 м, натечные коры, гуры, кристаллы арагонита и кальцита, глинистые отложения. Нередко встречаются кристаллы криогенного кальцита, сосредоточенные, в основном, в больших гротах – Радуга, Лодка, Хозяин, Восточный перекресток, Уходящий, Кристальный и др.

В нейтральной зоне пещеры температура воздуха 4,2°С. Проведение комплексного исследования совместно с археологами и палеонтологами в 2008 г. позволило нам получить новый фаунистический материал, включающий редкие и ранее неизвестные здесь виды (например, Hystris sp.). Большая часть изученных выборок костей мелких млекопитающих принадлежит к леминговым фаунам позднего плейстоцена Приуралья и отнесена, предположительно, к невьянскому (ленинградскому, каргинскому) интерстадиалу.

Кунгурская Ледяная пещера находится на окраине города Кунгура Пермского края. В физико-географическом отношении район пещеры располагается в восточной части Русской (Восточно-Европейской) равнины и приурочен к стыку двух географических областей: Высокого Заволжья и Уфимского плато (рис. 2.29). На протяжении последних 50 лет в пещере проводились детальные стационарные геологические, спелеологические, биологические и другие наблюдения, послужившие основой для электронного банка данных о пещере, а также опубликованной в 2005 г. монографии «Кунгурская Ледяная пещера. Опыт режимных наблюдений».

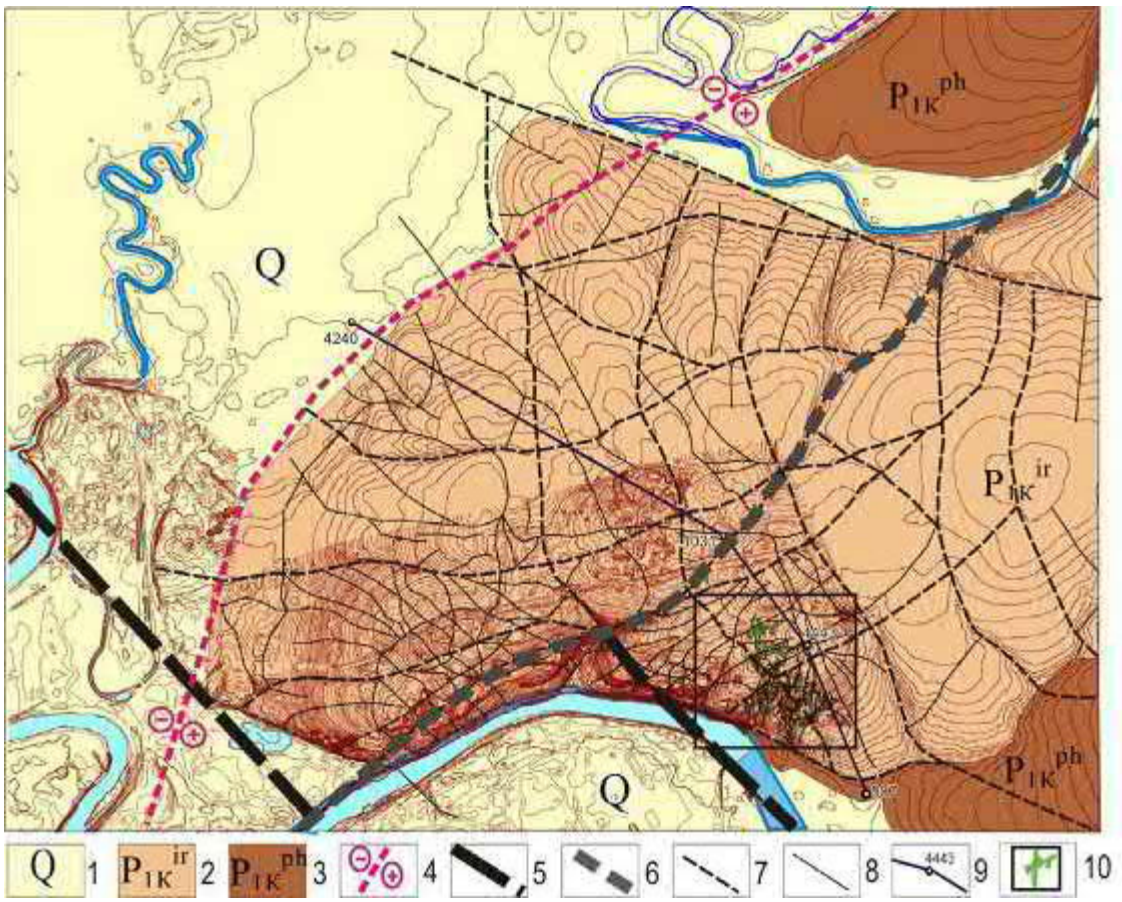


Рис. 2.29. Геологическая карта района Ледяной горы с элементами структурной интерпретации рельефа (Чайковский, 2014): 1 – четвертичные отложения; 2– карбонатные и сульфатные пачки иренской свиты; 3 – доломиты филипповской свиты; 4 – региональный сброс; 5 – региональные диагональные разломы; 6 – региональный сдвиг; 7,8 –блоковые и межблоковые разрывы; 8 – линия разреза; 9 – участок Кунгурской Ледяной пещеры

Ледяная гора представляет собой платообразный, интенсивно закарстованный массив, возвышающийся над днищами речных долин Сылвы и Шаквы на 90-96 м. Склоны массива крутые, с фрагментами разрушенных террас. Карстовый рельеф междуречного плато отличается большим морфологическим разнообразием. Наиболее распространенной формой являются карстовые впадины различных размеров и формы (более 3000 шт.). Большинство форм имеет полигенетический характер.

Плотность карстовых форм на Ледяной горе колеблется от 150-200 шт/км^2 в водораздельной части плато и 200-300 шт/км^2 в склоновой до более чем 500 шт/км^2 – в прибровочной части массива (включающей в себя пещеру). Над пещерой преобладают воронки с поперечником от 10 м до 30 м и глубиной 4-10 м. Самые крупные из них достигают 60 м в диаметре и 13 м в

глубину. Воронки продолжают активно развиваться и в настоящее время. Довольно часто на поверхности массива образуются провалы.

В отличие от известных гипсовых пещер Европы (расположенных в Германии, Испании, Италии, Польше, Украине), сформированных в гипсах триаса и миоцена, Кунгурская Ледяная развита в сульфатных отложениях нижнего отдела перми (кунгурский ярус). Особенности циркуляции воздуха в пещере, ее морфология, а также климат региона способствуют формированию и накоплению в ней различных форм льда, в том числе и многолетних льдов (подземных наледей). В связи с более суровыми климатическими условиями региона, а также особенностями воздухообмена пещеры с наружной средой, подземный лед сохраняется внутри круглый год, несмотря на низкие гипсометрические отметки местности – всего 120 м над уровнем моря (в отличие от западно-европейских ледяных пещер, расположенных на высотах от 969 м н.у.м. (Добшинская Ледяная пещера) до 1462-1660 м н.у.м (пещеры Айсризенвельт, Скаришоара и др.).

Стратиграфически массив, вмещающий пещеру, общей мощностью около 100 м (рис. 2.30), относится к кунгурскому ярусу перми (P_{1K}), представленному в регионе филипповским (P_{1K}^{ph}) и иренским (P_{1K}^{ir}) горизонтами. Карбонатные и сульфатные породы образуют отдельные пачки, получившие собственные названия.

Полости пещеры развиты в основном в гипсах и ангидритах ледянопещерской пачки ($_{ld}P_{1K}^{ir}$), в некоторых гротах пещеры вскрываются также вышезалегающие отложения карбонатно-сульфатной – неволинской пачки ($_{nv}P_{1K}^{ir}$). Далее следует шалашнинская пачка ($_{sh}P_{1K}^{ir}$). Эти три пачки вместе образуют иренский горизонт кунгурского яруса. Отложения коры выветривания (мощностью 38-40 м) представлены известковистой глиной с дресвяно-щебневым материалом. В скважине 4443, пробуренной на Ледяной горе в интервале 14,5-17,4 м, вскрывается тонкослоистый (слоистость под углом 25-30º) пелитоморфный известковый доломит, являющийся, вероятно, фрагментом ксенолита елкинской пачки ($_{el}P_{1K}^{ir}$) иренской свиты (Кадебская,

Калинина, 2014).

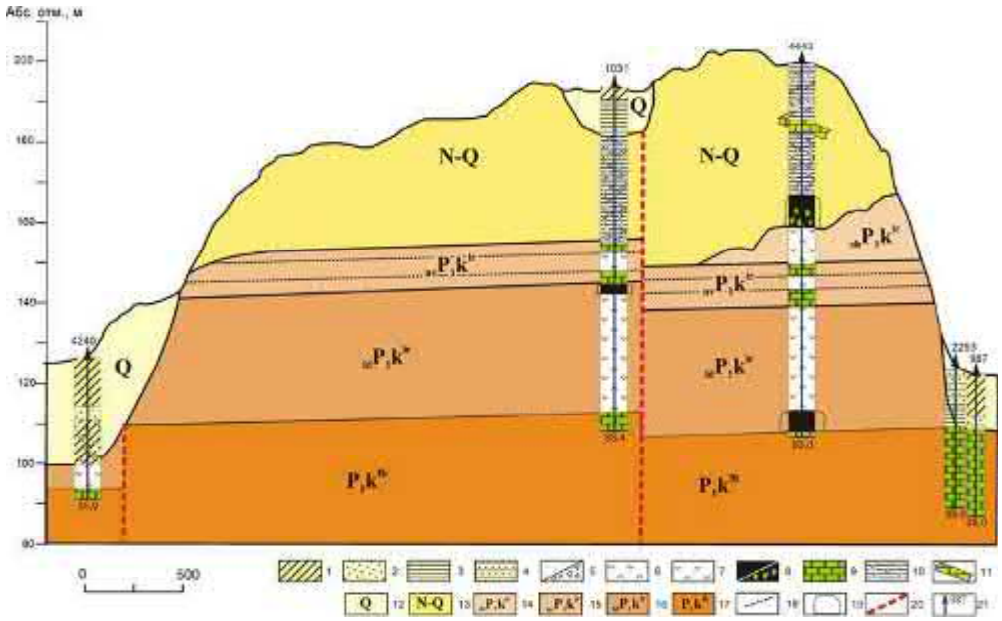


Рис. 2.30. Геологический разрез Ледяной горы. Условные обозначения: 1 – суглинок; 2 – песок; 3 – глина; 4 – супесь; 5 – гравийно-галечниковый/ дресвяно-щебневый грунт; 6 – ангидрит; 7 – гипс; 8 – провалы инструмента / щебнево-глыбовый материал в карстовой полости; 9 – доломит; 10 – глина известковистая; 11 – фрагмент ксенолита елкинской пачки; 12 – четвертичные отложения; 13 – неоген-четвертичные отложения; 14-16 – пачки иренского горизонта (14 – шалашнинская; 15 – неволинская; 16 – ледянопещерская); 17 – филипповский горизонт; 18 – границы между карбонатными и сульфатными породами неволинской пачки; 19 – карстовая полость; 20 – линии предполагаемых разломов; 21 – скважина и ее номер

Сульфатные породы ледянопещерской пачки залегают на филипповских известняках и доломитах. Согласно современной точке зрения, на ранних этапах развития пещеры эти места могли служить участками напорного питания карстовых вод, участвующих в спелеогенезе. В настоящее время (включая голоцен), в развитии пещеры играют речные воды Сылвы, которые во время высоких паводков проникают внутрь пещеры.

Пещера представляет собой горизонтальный лабиринт, протянувшийся от борта долины р. Сылвы (на уровне ее первой надпойменной террасы) вглубь Ледяной горы на 700 м. Протяженность ее ходов составляет 5,7 км (рис. 2.31).

Средняя высота ходов пещеры составляет 2,8 м, однако во многих местах своды ее залов, сформированные гравитационными процессами, а

также «органные трубы» коррозионно-инфильтрационного генезиса, вскрывают ледянопещерскую и неволинскую пачки вверх на 15-22 м. Наибольшие высоты отмечены в залах Вышка и Вышка II (27 м) и в зале Великан (около 12 м). Суммарная площадь пещеры составляет 65 тыс. м^2, а объем – 206 тыс. м^3 (Кадебская, 2004).

Входы в пещеру в настоящее время представлены естественным отверстием в основании скального обрыва (Старый вход), а также двумя искусственными тоннелями – входным и выходным, расположенными на высотах, соответственно 118, 120 и 129 м н.у.м. от стороны реки. Абсолютные отметки поверхности массива изменяются в районе пещеры в пределах от 167 м до 189 м. Мощность пород над пещерой составляет от 37 до 85 м.

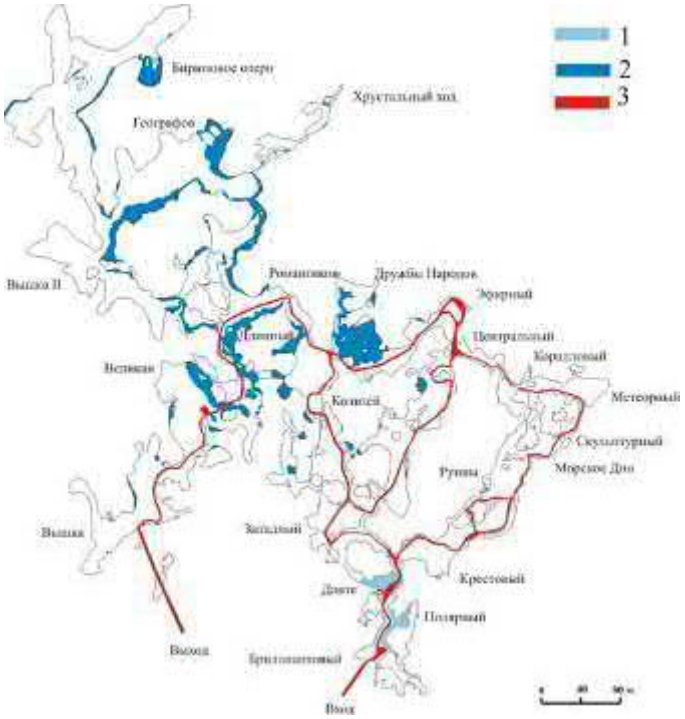


Рис. 2.31. План Кунгурской Ледяной пещеры (Е.П. Дорофеев, 1967): 1 – многолетний лед, 2 – озера, 3 – экскурсионная тропа

Главная морфологическая особенность пещеры – преобладание крупных обвальных залов, длиной и шириной до 30-200 м. Пещера является одной из самых протяженных гипсовых пещер России и самой крупной среди них по объему. На ее долю приходится около 50% общей длины и объема, а также

более 60% площади всех изученных к настоящему времени 158 гипсовых пещер Приуралья.

Полости пещеры расположены на уровне грунтовых вод, дренирующих массив в сторону р. Сылвы (или несколько выше). Поэтому во многих гротах имеются многочисленные подземные озера (всего около 70), 12 из которых имеют довольно крупные размеры (площадью от 130 до 1,5 тыс. $м^2$). Общая площадь озер составляет около 7,5 тыс. $м^2$ (что составляет 11% от всей площади пещеры). Последние исследования, проведенные дайвцентром «Наутилус» и подводным отрядом Русского географического общества в 2012 г. в заповедной части пещеры, показали, что наибольшие размеры имеет озеро Северный Ледовитый Океан (более 1600 $м^2$). Во время экспедиции здесь была найдена новая подводная галерея, уходящая из грота Географов в северо-восточном направлении. На экскурсионной тропе самым крупным является Большое Подземное озеро в гроте Дружбы Народов, которое имеет площадь 1460 $м^2$. Глубина водоемов в пещере в среднем составляет 1-3 м, но в отдельных местах достигает до 5 м (грот Длинный).

Настоящий период в развитии пещеры можно определить как позднe-вадозный, сопровождающийся, ввиду крупности полостей активными, усиливающимися процессами обрушения. В пещере хорошо развиты следующие ледяные образования: конжеляционные (натечные, сегрегационные и льды-цементы), сублимационные (кристаллические образования) и осадочно-метаморфические льды.

Ординская пещера находится на юго-восточном склоне Казаковской горы в 1,5 км северо-западнее села Орда, в междуречье Ирени и ее притока р. Кунгур (рис. 2.32).

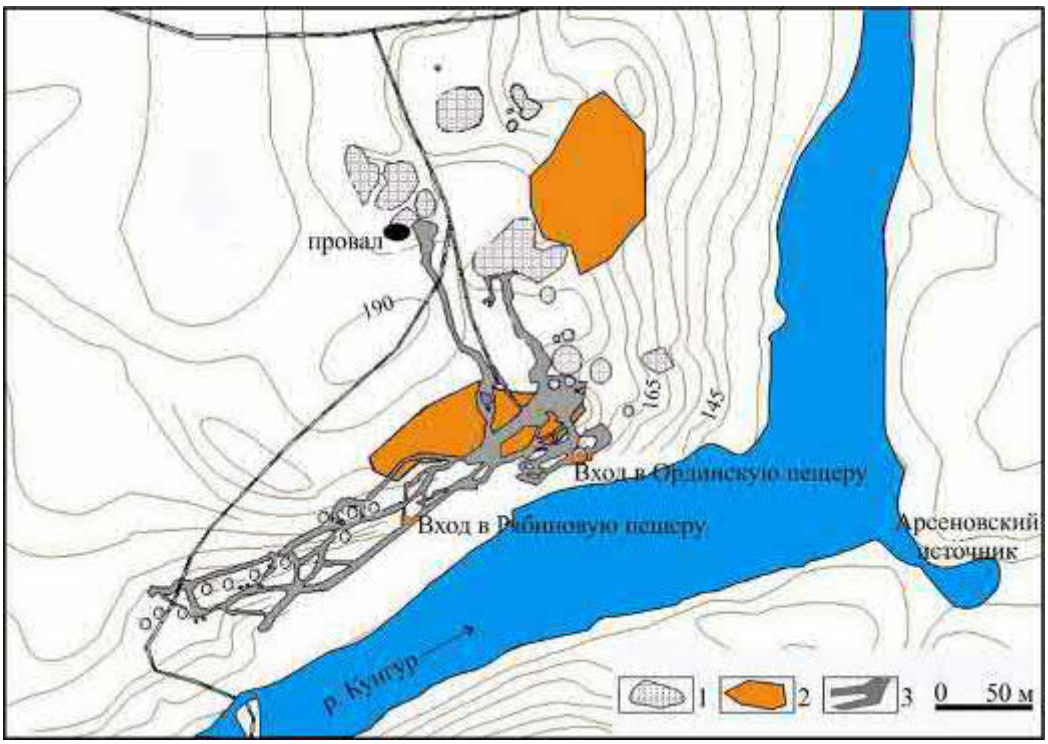


Рис. 2.32. Карстовые формы Казаковской горы: 1 – карстовые воронки; 2 – карьеры; 3 – контур Ординской пещеры

Карстующийся массив расположен на западном крыле Уфимского вала Восточно-Европейской платформы, свод которого погружается в северном направлении. Проведение геолого-съемочных работ на территории края в 50-е гг. XX в. под руководством Б.И. Грайфера, М.Н. Вагаева, Н.Я. Костогрыза, Ф.К. Минацевича, А.С. Ердякова и П.И. Романова позволило показать наличие в этом районе двух субмеридиональных полос верхнедевонских барьерно-рифовых образований, ограничивающих с запада и востока Уфимский вал. К этим зонам приурочены крупные гидрогеологические зоны повышенной водообильности (Михайлов, Булдаков, 1969), маркирующие активные тектонические разломы (рис. 2.33): восточная – Кишертско-Иргинская и западная – Кунгурская (Михайлов, Оборин, 2006). К западной зоне приурочены проявления флюорита (Даровских, 1986).

Анализ геологических разрезов скважин, пробуренных в районе Казаковской горы, а также дешифрирование рельефа позволили сделать вывод, что такая же ступень проходит и вдоль юго-восточного склона

Казаковской горы. Амплитуда вертикального перемещения по ней составляет около 17-22 м.

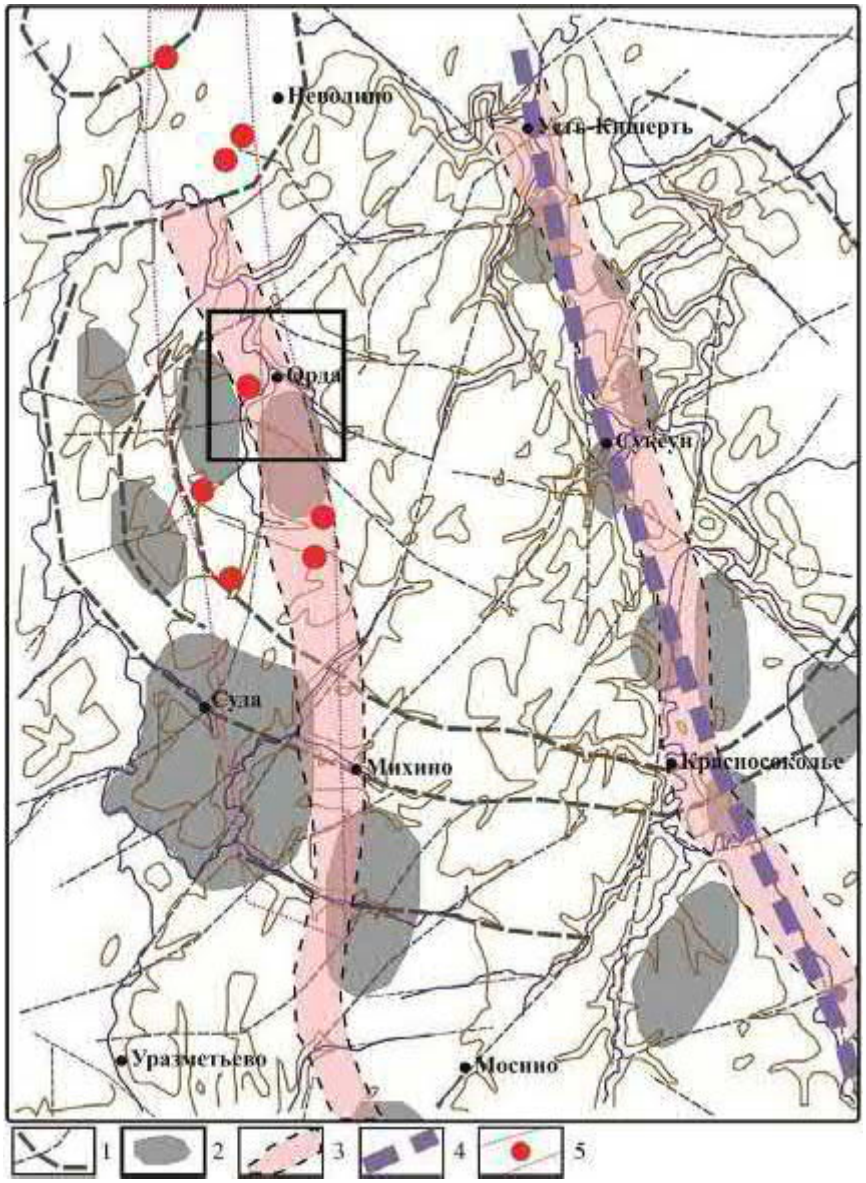


Рис. 2.33. Структурно-тектоническая схема междуречья Сылвы и Ирени: 1 – линеаменты неотектонического заложения, связываемые с проявлением ротационных сил; 2, 3 – положительные структуры и линейные зоны трещиноватости (Михайлов, Булдаков, 1969); 4 – граница Восточно-Европейской платформы и Предуральского краевого прогиба; 5 – зоны развития флюоритовой минерализации и отдельные проявления флюорита (Абрамович, Нечаев, 1960; Соловьева, Споров, 1966; Даровских, 1986). Прямоугольником показан район исследования

В геоморфологическом отношении Казаковская гора (высотой от 40 до 60 м) относится к полого-склонным холмам с плоской вершиной. Абсолютные отметки рельефа варьируются от 137,0 м (урез пруда на р. Кунгур) до 196 м (поверхность Казаковской горы). Согласно проведенному районированию (Горбунова, 1992), участок входит в Иренский район

интенсивного карста в гипсах и ангидритах и граничит с востока с районом карбонатного карста сводовой части Уфимского плато. У подножия Казаковской горы р. Кунгур делает резкий поворот на север. В 1970-е гг. в этом месте были организованы два пруда: верхний, Арсеновский, и нижний, Ординский. В районе пещеры долина реки узкая и глубокая, средняя ширина долины составляет 230 м, а ширина пруда 180-210 м. После поворота р. Кунгур на север долина расширяется и террасы становятся более выраженными в рельефе (Кадебская и др., 2010).

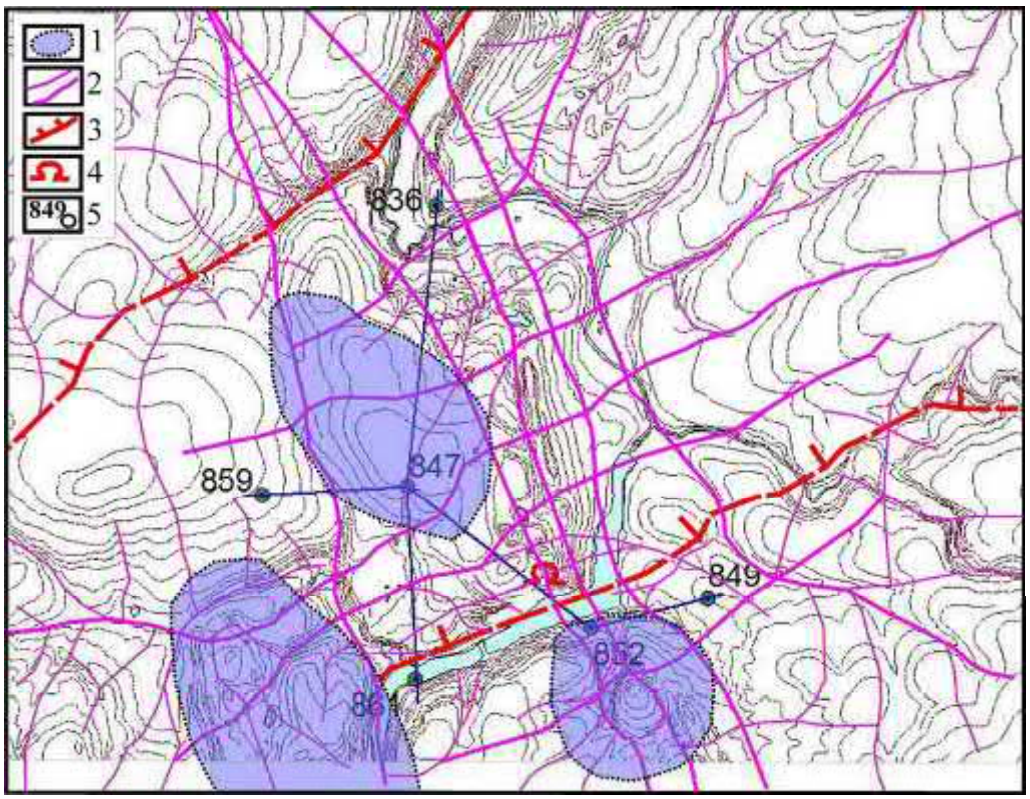


Рис. 2.34. Тектоническая схема района Казаковской горы: 1 – рифовые постройки (по Ильиных и др., 1998); 2 – линеаменты различного порядка, определяющие современный рельеф; 3 – сбросы (по Ильиных и др., 1998 с дополнениями и изменениями); 4 – вход в пещеру; 5 – скважины и проходящие через них линии разрезов

В пределах первой и второй террас (абсолютная отметка варьируется от 140 м до 160 м) расположена западная часть жилого массива села Орда. Здесь имеются небольшие старицы и заболоченные участки местности, а на правом берегу р. Кунгур находится высокодебитный Арсеновский источник с расходом до 390 л/сек. В северной части горы (за автомобильной дорогой

Орда-Ашап) хорошо просматривается суходол, идущий параллельно р. Кунгур и приуроченный к границе второй и третьей террас. Начало суходола спланировано карьером, на склоне которого в 2009 г. было зафиксировано два провала. Заканчивается лог заилившейся впадиной и далее искусственно зарегулированным озером Банное, вода в котором используется местными жителями для хозяйственных нужд. Общая минерализация воды в озере составляет 149,71 мг/л, что характерно для водоемов, имеющих атмосферное питание. Такие озера большей частью недолговечны, т.к. быстро евтрофицируются и высыхают. Предполагается, что этот суходол развился по линии притеррасового понижения и указывает направление стока подземных вод в этой части Казаковской горы.

Третья терраса хорошо выражена в юго-западной и северо-восточной частях Казаковской горы и имеет абсолютные отметки рельефа от 160 м до 180 м. Карстовые формы рельефа распределены здесь неравномерно, основная часть воронок находится восточнее Ординской пещеры. Некоторые из них были спланированы карьерами по добыче строительного камня.

Четвертая терраса расположена на 180-200 м. В южной части Казаковской горы она уступом (высотой 40 м) обрывается к пруду р. Кунгур. Здесь обнажаются породы иренской свиты (видимая мощность обнажения 10-15 м) и располагается вход в Ординскую пещеру. Данный вход приурочен к провальной воронке, привходовая площадка на краю воронки имеет абсолютную отметку 163 м. На склоне в юго-западном направлении зафиксирована цепочка из 20 карстовых воронок. Мелкие воронки с задернованными склонами (диаметром 1-5 м и глубиной до 3 м) имеют блюдцеобразную форму. Крупные (диаметром 5-10 м и глубиной до 10 м) характеризуются конусообразной формой и скальными выходами коренных пород в обрывистых склонах. До настоящего времени вода в воронках не наблюдалась. Склон террасы прорезан небольшими суходолами, на дне и в бортах которых имеются воронки. В период таяния снега они частично или

полностью поглощают временные потоки талых вод, поступающих с поверхности горы.

На поверхности террасы, севернее основных галерей пещеры располагаются самые крупные (диаметром до 80-94 м и глубиной 30 м) карстовые воронки в пределах Казаковской горы. Они часто сближены между собой. Дно воронок сухое и имеет сложную форму. У некоторых на склонах имеются свежие провалы. Наибольший провал в пределах Иренского карстового района (за последние 15 лет) произошел осенью 2008 г. Размеры провала на момент обследования составили 35 на 40 м, а глубина – 17 м. В южной стенке провала вскрылись сульфаты демидковской пачки (абсолютная отметка 175 м), их видимая мощность достигала 7 м (рис. 2.35).

Всего на исследуемой территории были зафиксированы 41 воронка и 4 провала.

В западном направлении четвертая терраса постепенно сменяется пятой. На ее поверхности (западнее пещеры) карстовые формы практически не наблюдаются.

Рис. 2.35. Провал на Казаковской горе, июль 2009 г.

Резюмируя результаты геоморфологической съемки, можно сделать следующие выводы. Площадь карстовых деформаций на участке равна 27,1 тыс. м^2, что составило 2,7% от площади исследуемого участка. Плотность карстовых форм исследуемой территории составляет 42 шт./км^2. По расположению поверхностных карстовых форм и активности провалообразования изученную территорию можно разделить на два участка: узкий придолинный и водораздельный участок, характеризующийся наиболее интенсивным развитием карста вдоль линейно-вытянутых зон.

На склоне карстующиеся породы выходят на поверхность и подвержены процессам выветривания. В основании склонов сульфатная толща участками контактирует с речными водами. Морфогенетические элементы ближних к долине галерей пещеры, подтверждающие принадлежность к разным гидродинамическим зонам, со временем перерабатывались. Анализ характера распространения карстопроявлений водораздельного участка показал, что на всех этапах развития карстового процесса существовала мощная концентрированная разгрузка карстовых вод через нижние сифонные каналы. Гипсо-ангидритовая толща растворялась не только сверху и сбоку, но и снизу, в результате чего образовалась пустотность в северо-восточной части Казаковской горы. По общему расположению логов и больших карстовых воронок (до 100 м) можно предположить, что в процессе выщелачивания и дальнейшего обрушения большая часть подземных галерей Ординской пещеры уже разрушена.

Первое упоминание об Ординской пещере в литературе появилось в 1969 г., а ее активное исследование началось в начале 1990-х гг., когда пермскими спелеологами была закартирована сухая часть пещеры. В марте 1994 г. после погружения в озеро в привходовом гроте В. Комаровым были пройдены первые 100 м подводных ходов. К настоящему времени закартировано около 4900 м, из которых более 4600 м расположены под водой (рис. 2.36).

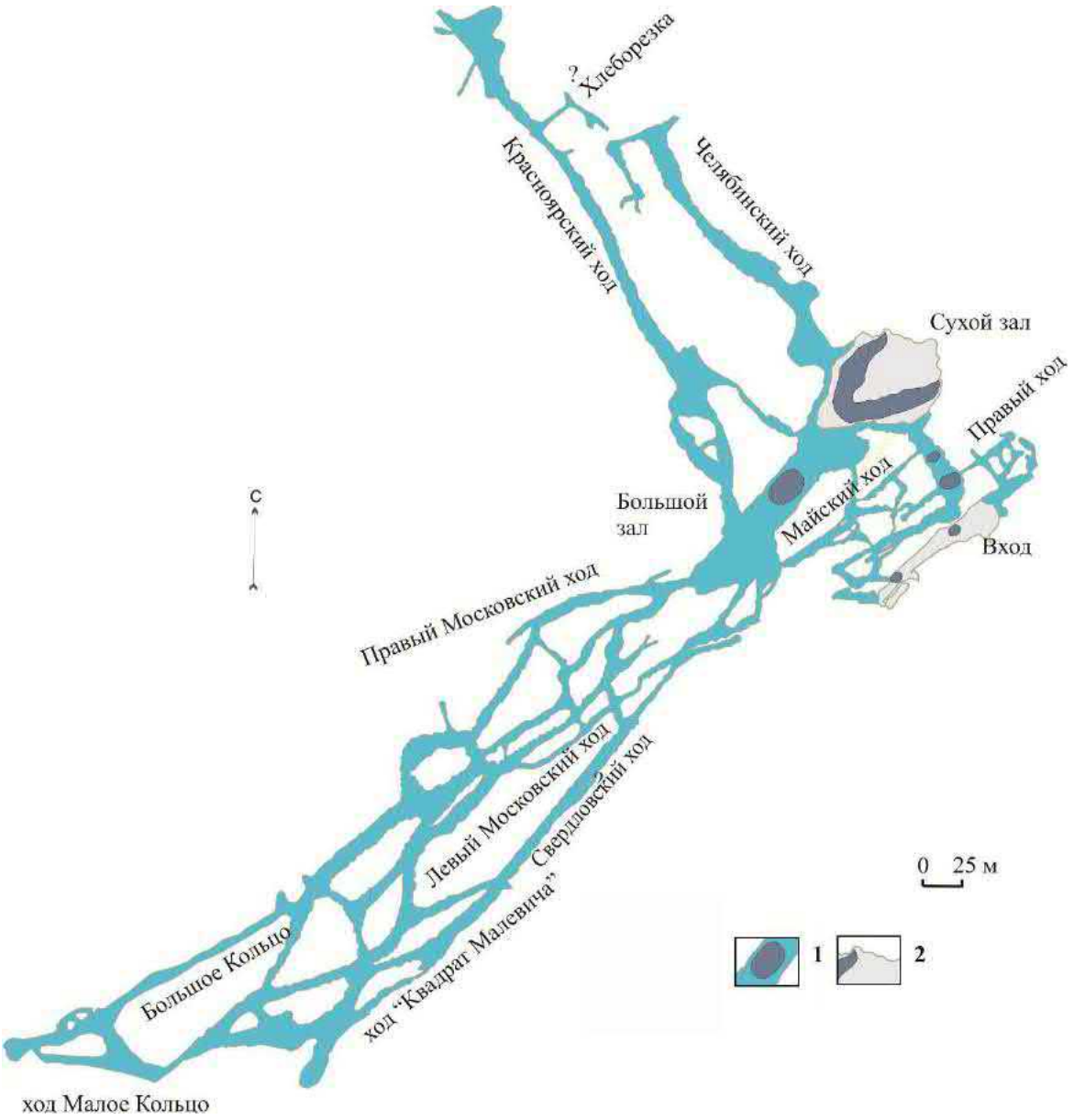


Рис. 2.36 План Ординской пещеры (по данным Д.В. Осипова, январь 2010 г.):
1 – воздушные пузыри в подводной части пещеры; 2 – сухая часть пещеры с озерами

Снизу вверх в пещере вскрываются следующие карбонатные и сульфатные пачки (рис. 2.37):

1. Ледянопещерская пачка (P_1ir^1lp), сложенная гипсом и ангидритом, полностью обводнена и находится ниже уровня грунтовых вод. Мощность пачки составляет 20-25 м. Абсолютная отметка низа пачки – 111-115 м. Наиболее глубокие части пещеры (гроты Красноярского хода (абс. отм. 118 м), грот Подвал (абс. отм. 121 м) и др.) находятся в непосредственной близости к филипповским доломитам.

2. Неволинская пачка (P_1ir^2nv) мощностью 4-8 м представлена пелитоморфным и оолитовым доломитом с маломощным прослоем сульфатов (гипс и ангидрит). Подошва пачки (абс. отм. 137-135 м) вскрывается над Главным озером, в котором находится вход в подводную часть пещеры. В верхней части пачки расположен Доломитовый ход (а именно сухая часть пещеры).

3. Шалашнинская пачка (P_1ir^3sh) сложена массивной и желваковой гипс-ангидритовой и ангидритовой породой. Мощность пачки 12-15 м. Подошва пачки (абсолютная отметка 139-142 м) вскрывается в гроте Ледяной Дворец и галерее, ведущей к гроту Максимовича. Абсолютная отметка кровли – 154 м.

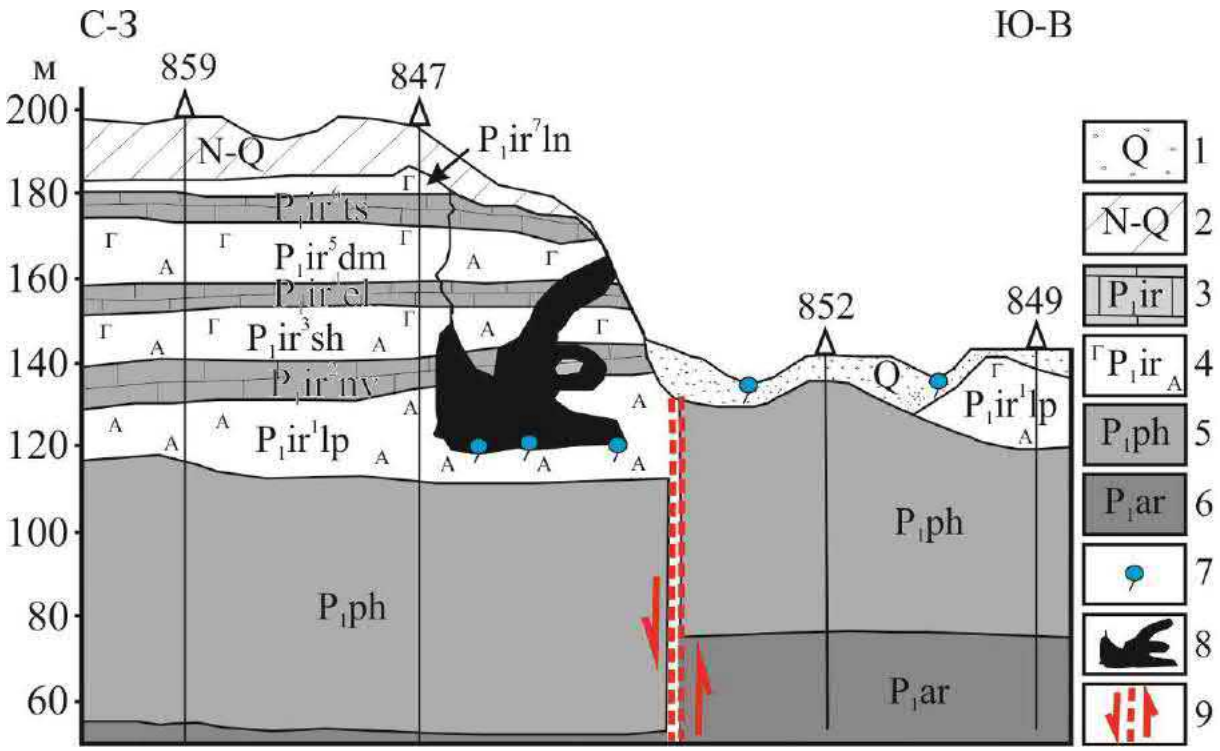


Рис. 2.37. Геологический разрез через Казаковскую гору и Ординскую пещеру: 1, 2 – четвертичные аллювиальные и неоген-четвертичные элювиальные отложения; 3 – карбонатные пачки иренской свиты (тюйская, елкинская и неволинская); 4 – сульфатные пачки иренской свиты (лунежская, демидковская, шалашнинская и ледянопещерская); 5 – известняки и доломиты филипповского горизонта, 6 – известняки артинского горизонта; 7 – места разгрузки напорных сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевых вод; 8 – Ординская пещера; 9 – разлом и направление относительного перемещения блоков

4. Елкинская пачка (P_1ir^4el) представлена светло-серым, серым мелкозернистым доломитом. Абсолютная отметка кровли 157 м. Мощность пачки 3-4 м.

5. Демидковская пачка (P_1ir^5dm) вскрывается у входа в пещеру, а также в свежем провале на Казаковской горе, где она представлена массивной и желваковой сульфатной породой. Абсолютная отметка кровли 169-175 м. Мощность пачки 12-18 м.

6. Тюйская пачка (P_1ir^6ts), общая мощность которой 5-10 м, вскрывается повсеместно на задернованном склоне Казаковской горы и небольших карьерах. Абсолютная отметка ее кровли – 179-180 м. В нижней части пачка сложена белым и светло-серым мелкозернистым доломитом, участками окремнелым и характеризуется присутствием палыгорскита на абсолютной отметке 175 м. Верхняя часть пачки представлена глыбово-щебневой породой доломитового и кальцит-доломитового состава.

7. Лунежская пачка (P_1ir^7ln) отмечена только в северной части Казаковской горы и вскрыта скважинами на абсолютных отметках 184-187 м. Общая мощность сульфатов лунежской пачки на Казаковской горе достигает 4-8 м. Над Ординской пещерой пачка размыта полностью.

Таким образом, Ординская пещера имеет общую амплитуду, равную 50 м, и расположена в тюйской, демидковской, елкинской, шалашнинской, неволинской и ледянопещерской пачках иренской свиты иренского горизонта, что в 1,6 раза превышает амплитуду Кунгурской Ледяной пещеры и вскрывает большее количество литологических слоев (Кунгурская..., 2005).

Анализ видеоматериалов подводной съемки, выполненной А.Филимоновым, позволил выявить на дне пещеры серии углублений округлого сечения глубиной до 1 м (рис. 2.38), которые сопоставляются с восходящими субаквальными источниками. По словам дайверов, размеры этих углублений в течение 3-4 лет существенно увеличились, а во время паводка из них выходили пульсирующие струи (в гротах Большой зал, Подвал, в Основной галерее, Каньоне, Красноярском и Челябинском ходах).

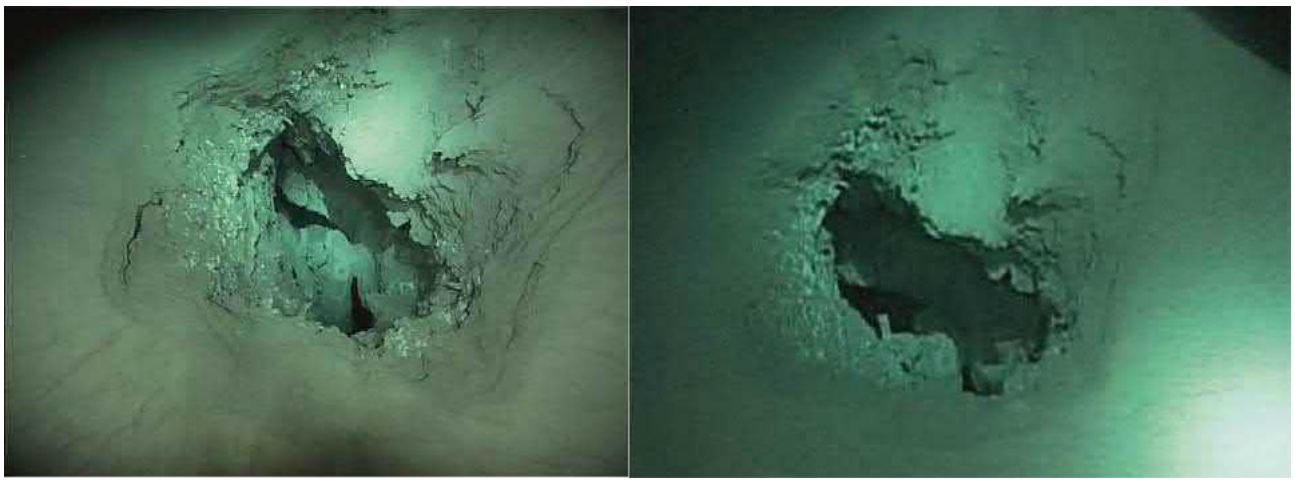


Рис. 2.38. Субаквальные источники (грифоны) в Ординской пещере, контролирующие разгрузку гидрокарбонатно-кальциевых вод (съемка А. Филимонова)

В ходе проведенных исследований были зафиксированы разные направления движения подземных вод. Вертикальное движение вод было отмечено А.А. Горбуновым во время весеннего паводка 2009 г. Вода со взвесью из глинистых частиц двигалась из нижней горизонтальной галереи хода Подвал по почти вертикальному каналу хода Каньон в вышележащую горизонтальную галерею Основного хода.

Восходящее движение вод подтверждается и внутренней морфологией пещеры: на пересечении галереи Каньон и Основной галереи на своде имеется так называемый Большой пузырь (купол) диаметром около 12 м. Несколько меньших по диаметру куполов прослеживаются на потолке Основного хода и в сторону Большого зала.

Другое направление движения воды было отмечено в Московском и Свердловском ходах, происхождение которых связывается с развитием трещин прибортового отпора, где они согласуются с направлением течения р. Кунгур. Высокая трещиноватость карстового массива способствует проникновению мутных вод во время паводка из речной системы в дальнюю часть галерей. До сухой части пещеры паводковые воды доходят примерно за 5-7 дней. В некоторых гротах Московского и Свердловского ходов можно увидеть остатки деревьев, попавшие туда, вероятно, с паводковыми водами.

В Красноярский и Челябинский ход мутная вода не попадает. Даже во время межени, когда взвесь со дна пещеры поднимается в Московском ходе, дальше она двигается к сухой части, что указывает на движение воды в северо-восточном направлении.

Нивелирование уровней стояния воды в озерах пещеры и пруду на р. Кунгур, проведенное М.С. Пятуниным во время летней межени (23 июля 2009 г.) при помощи электронного тахеометра Nikon DTM-352, позволило установить, что зеркало пещерных озер располагается на 27 см выше уровня пруда. Такое расположение озер подтверждает то, что характер воды, питающей пещеру, является напорным. Разгрузка подземных горизонтов и подток из нижележащих пород также указывают на напорный характер водопроявлений в скважинах в южной части Казаковской горы (Бачурина, Насыров, 1969) и неизменный уровень воды в озерах пещеры во время спуска пруда в 2005 г. Перечисленные выше особенности позволяют говорить о том, что Ординская пещера сформирована не столько стекающими с Уфимского плато водами, сколько водами напорного характера, выходящими из нижележащих филипповского и артинского горизонтов (Кадебская, Максимович, 2009), что выводит пещеру в разряд модельных объектов теории гипогенного спелеогенеза, развиваемой А.Б. Климчуком (2001).

Еще в 1996 г. было установлено, что подземные воды в этом районе относятся к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации и имеют достаточно высокую минерализацию (до 2400 мг/л), как считалось ранее, типичную для районов развития сульфатного карста. До настоящего времени пробы воды в пещере отбирались только с поверхности озер. Выполненный А.А. Горбуновым, Д.А. Михалевым и А.В. Щукиным отбор проб в основных галереях подводной части пещеры и субаквальных выходах Арсеновского источника позволил охарактеризовать состав воды на разных уровнях пещеры во время паводка и летней межени (табл. 2.6).

Таблица 2.6

Химический состав воды района Ординской пещеры,
равновесная концентрация сульфата кальция и сравнение ее с фактической концентрацией сульфата кальция в воде, 2009 г.

№	Место отбора	дата отбора	HCO_3	SO_4	Cl	NO_3	NO_2	Ca	Mg	Na+K	Fe_3	NH_4	общ мин-я	C^p_{CaSO4}	C_{CaSO4}	% насыщения
1	Пещера, Большой зал, субаквальная разгрузка	24.04	317,29	1413,37	10,93	5,9	-	589,18	36,46	63,12	-	-	2436,25	39,3	29,4	74,8
2	Пещера, Большой зал, субаквальная разгрузка	25.05	292,8	1315,2	12,0	3,12	-	581,2	24,4	35,9	0,01	-	2264,63	38,1	29	76
3	Пещера, Большой зал, потолок	25.05	292,8	1296,0	12,0	11,83	-	581,2	19,52	40	0,02	-	2253,37	37,9	29	76,6
4	Московский ход, ближняя часть	25.05	292,8	1356,0	12,0	16,97	-	581,2	26,84	57,97	0,02	-	2343,8	-	-	-
5	Московский ход, дальняя часть	25.05	292,8	1356,0	12,0	16,97	-	581,2	26,84	57,95	0,01	-	2343,77	-	-	-
6	Московский ход, низ	22.05	286,78	1247,66	14,35	17,7	-	561,12	34,03	13,68	-	-	2175,32	37,8	25,98	68,8
7	Московский ход, верх	22.05	286,78	1364,63	15,72	18,2	-	557,11	38,89	68,16	-	-	2349,49	39,4	27,8	70,6
8	Основная галерея, низ	22.05	292,88	1384,13	13,67	14,6	-	561,2	40,1	70,8	-	-	2377,38	39,6	28	70,8
9	Основная галерея, верх	22.05	292,88	1423,12	15,72	16,0	-	557,11	38,89	99,12	-	-	2442,84	40,3	27,8	69
10	Подвал, низ	22.05	286,78	1306,15	15,72	14,2	-	565,13	36,46	32,64	-	-	2257,08	38,6	27,19	70,5
11	Красноярский ход, низ	22.05	280,68	1335,39	14,35	13,6	-	569,14	35,24	41,28	-	-	2289,68	38,8	27,8	71,6
12	Большой зал, кровля	14.08	280,68	1286,75	11,44	15,5	-	561,12	36,46	23,04	-	-	2214,99	38,8	26,79	69,1
13	Большой зал, низ	14.08	280,68	1286,75	11,44	14,4	-	569,14	34,03	17,76	-	-	2214,2	38,8	26,79	69,1
14	Большой зал, субаквальная разгрузка	14.08	280,68	1345,34	10,67	14,0	-	569,14	38,89	36,96	-	-	2295,68	38,9	28,01	71,9
15	Подвал, субаквальная разгрузка	14.08	280,68	1325,65	10,67	14,8	-	585,17	36,46	12,96	-	-	2266,39	-	-	-
16	Арсеновский источник, субаквальная разгрузка	24.04	286,78	1442,61	9,57	10,2	-	585,17	34,03	76,08	-	-	2444,44	-	-	-
17	Подзуевский источник, субаквальная разгрузка	14.08	292,88	1286,75	12,2	15,8	-	565,13	36,46	23,52	-	-	2232,74	-	-	-
18	Главное озеро, верх	14.08	286,78	1325,65	12,2	16,9	-	557,11	38,89	45,84	-	-	2283,37	38,9	27,6	71
19	р. Кунгур, выше пещеры	14.08	195,26	1179,43	16,4	6,1	0,06	496,99	34,03	17,28	-	0,1	1945,65	38,9	24,56	63,1
20	р. Кунгур, ниже пещеры	14.08	213,56	1237,92	13,67	7,8	0,08	513,02	34,03	33,36	-	0,1	2053,54	39,3	25,6	65,1

Пробы 2-5 отобраны У.В. Назаровой, выполнены лабораторией гидрохимического анализа ПГУ, Д.Ю. Наумовым; пробы 1, 6-20 выполнены в лаборатории геологии техногенных процессов ПГУ Е.А. Мельниковой.

Наиболее высокое содержание гидрокарбонатов (до 317 мг/л) было зафиксировано в водах субаквальных выходов в Арсеновском источнике и в Большом зале пещеры. В пробах из Челябинского, Красноярского, Московского ходов, Основной галереи и Подвала их количество такое же или немного ниже (до 280 мг/л). Наименьшее содержание гидрокарбонатов (195 мг/л) зафиксировано в пробе воды, отобранной из р. Кунгур выше пещеры по течению. В отличие от вод района Ординской пещеры, содержание гидрокарбонатов в водах Кунгурской пещеры, локализованной среди сульфатов ледянопещерской пачки, не превышает 190 мг/л (Кунгурская..., 2005).

Обогащенность гидрокарбонатом свидетельствует о поступлении вод из подстилающих известняков и доломитов филипповского и артинского горизонтов (рис. 2.39). Высокая минерализация может являться результатом смешения вод филипповского горизонта с минерализованными водами иренского горизонта.

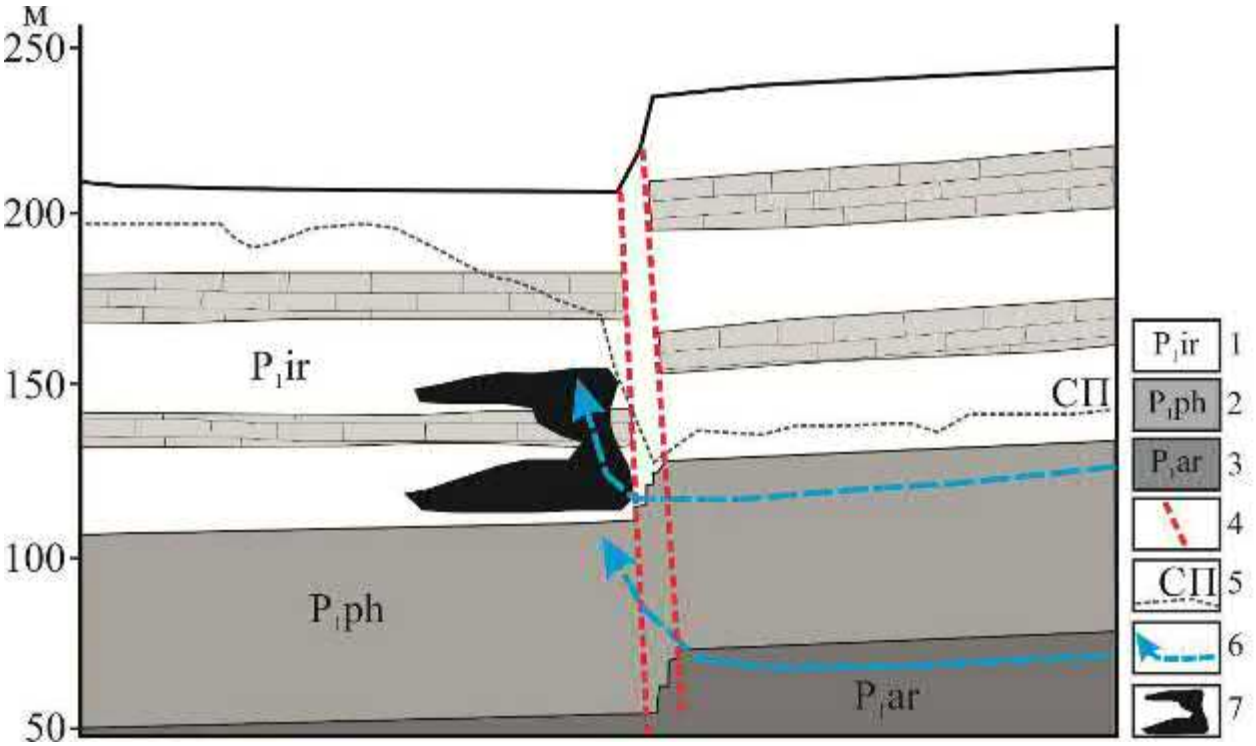


Рис. 2.39. Модель формирования Ординской пещеры в приразломной зоне (Чайковский, Кадебская, 2009): 1 – сульфатные и карбонатные породы иренской свиты; 2 – известняки и доломиты филипповского горизонта, 3 – известняки артинского горизонта; 4 – разлом; 5 – современная поверхность; 6 – направление разгрузки артезианских вод; 7 – Ординская пещера

Для оценки растворяющей способности воды была использована методика Скилмена – Мак Дональда – Стиффа, эффективность которой показали исследования компании БашНИПИнефть (Яркеева, 1999). В основе методики лежит определение равновесной концентрации сульфата кальция и ее сравнение с фактической концентрацией в воде. Сопоставление состава воды в Большом зале в паводковый и меженный периоды на разных высотах не показало существенных различий в общей минерализации. Однако по проценту насыщения солями сульфата кальция видно, что весной насыщение воды идет снизу вверх от зоны разгрузки к кровле, а летом – наоборот (рис. 2.40). Подземные воды пещеры агрессивны по отношению к сульфатам, причем весной насыщение воды идет снизу вверх от субаквальных источников к кровле грота, а летом – наоборот, что может свидетельствовать о значительных масштабах артезианского бассейна и сезонной эволюции состава его вод.

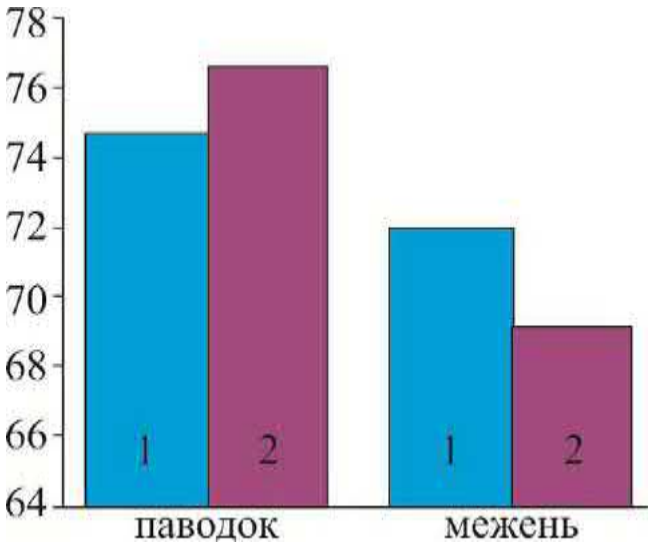


Рис. 2.40. Изменение процента насыщения воды сульфатом кальция в Большом зале в зависимости от места отбора пробы в межень и паводок: 1 – субаквальная разгрузка; 2 – потолок

Предполагается, что в паводок атмосферные воды «продавливают» только его верхнюю часть, обеспечивая разгрузку в пещере минерализованных вод, а в межень в пещере разгружаются воды, попавшие в артезианскую систему во время весеннего паводка.

Водопад Плакун находится на правом берегу р. Сылвы, напротив с. Сасыково, в 7 км к северу от пос. Суксун (Пермский край). Ручей имеет ширину от 30 см до 1 м, вытекая из многочисленных трещин в песчанике

пермского возраста, ниже 2,5 м по течению раздваивается на два рукава. Температура воды в летний период составляет 5,2ºС. Вода без вкуса, цвета и запаха, по химическому составу гидрокарбонатно-кальциевая с минерализацией до 0,4 г/дм^3 (Шимановский, 1958).

2.2.4. Объекты Южноуральской физико-географической области

Карстовый источник Кургазак расположен на левобережье реки Юрюзань, в Салаватском районе, в 3 км к югу от курорта «Янгантау», возле села Комсомол. Является гидрогеологическим памятником республики Башкортостан. Температура воды в течение всего года 15-16°С. Вода по химическому составу гидрокарбонатная, магниево-кальциевая, имеет минерализацию 0,4-0,7 г/дм^3. В источнике отмечается высокое содержание радона, свидетельствующее о глубинном происхождении карстовых вод (Карст Башкортостана, 2002).

Игнатиевская (Ямазы-Таш) пещера (рис. 2.41) находится в Катав-Ивановском районе Челябинской области, на правом берегу р. Сим, в 7 км к северо-западу от села Серпиевка, в 8 км к западу от села Аратского.

Рис. 2.41. План расположения пещеры Игнатиевская

Пещера является комплексным природно-историческим и геолого-геоморфологическим памятником (с 1969 г.) и историко-археологическим памятником федерального значения (с 1983 г.). Она представляет собой горизонтальную карстовую полость коридорно-гротового типа (рис. 2.42).

Общая длина ходов составляет 620 м, а амплитуда – 15 м (Баранов, 1992). Заложена в массиве темно-серых доломитизированных известняков среднего и верхнего девона Центрально-Уральского поднятия в границах Башкирского мегаантиклинория на Западном склоне Урала.

Вход находится в западной оконечности дугообразного скального обнажения берега реки на высоте 11 м от уреза воды. Входное отверстие ориентировано на юго-восток и имеет вид арки-трапеции размерами 12х12 м (Баранов, Волков, 2012).

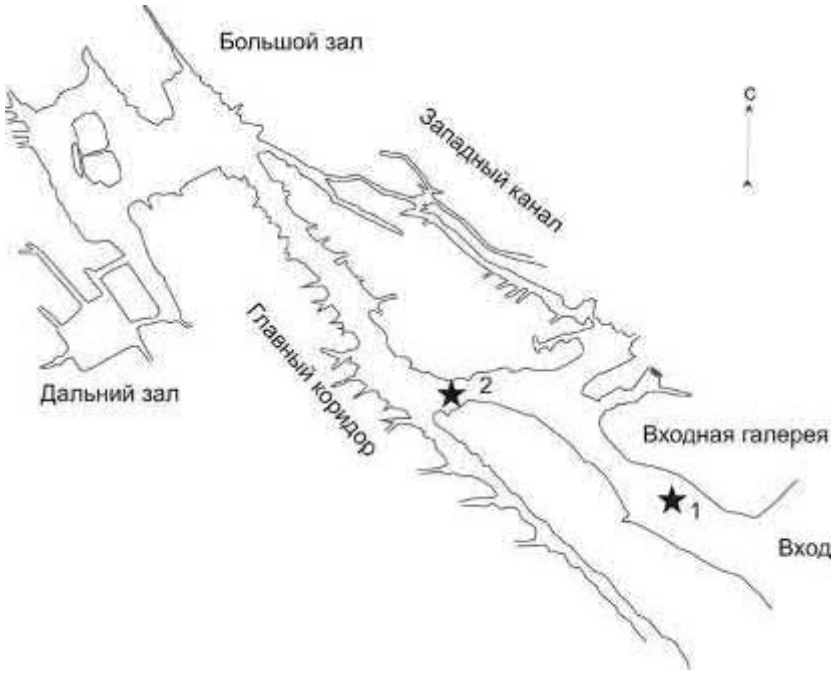


Рис. 2.42. Схема пещеры Игнатиевская (Съемка СГС, 1965 год. Составил Г.Ф. Коваленко). Цифрами указаны места отбора проб из раскопов

Первый грот имеет ширину 10 м, длину 44 м и высоту 7,5 м. В него проникает солнечный свет, поэтому грот хорошо прогревается летом. По данным О.Я. Червяцовой (2011), температура в привходовой части пещеры летом достигает +16ºС, а зимой в среднем–15ºС, но в сильные морозы –28ºС.

В южной части Главного коридора имеются небольшие водоемы глубиной не более 0,5 м. Остальные галереи пещеры практически сухие.

Северная часть Главной галереи имеет высоту от 4 до 6 м и ширину от 4 до 6,5 м. Она приводит в самый большой зал пещеры – грот Столба.

Из грота Столба в юго-восточном направлении отходит галерея шириной от 3 до 5 м, высотой 5 м и длиной 20 м. В юго-западной стене галереи есть 2 отверстия — это начала боковых ходов, ведущих в последний зал — Келью старца Игнатия (длина 10 м, ширина 12 м, высота до 2,5 м). Один из этих ходов, узкий и низкий лаз длиной 7 м, начинается у основания стены; второй, овальной формы и длиной 8 м — на высоте 3 м от пола. В Келье старца Игнатия собирается конденсационная влага, а со стен и потолка поступает инфильтрационная вода. У западной стены грота под органной трубой расположена осыпь из щебня и глины. Температура в гроте практически неизменна, зимой +5,4 ºС, а летом +5,7ºС (Червяцова, 2011).

Первое описание пещеры было сделано в 1762 г. П.И. Рычковым. В 1770 г. её изучал П.С. Паллас, а в 1890-х гг. – академик Ф.Н. Чернышёв (который и назвал пещеру именем старца Игнатия).

В 1911 г. пещеру обследовал С.И. Руденко. Ученый провел раскопки и обнаружил находки бронзового и железного веков. В конце 30-х гг. XX в. в пещере побывал археолог С.Н. Бибиков, а в начале 60-х гг. во Входном гроте пещеры О.Н. Бадер также провел раскопки и нашел кремневые изделия и кости животных (Баранов, 1992).

Древние палеолитические рисунки были открыты в 1980 г. археологами В.Т. Петриным, С.Е. Чаиркиным и В.Н. Широковым (Широков, 2008). В последующие годы исследования в Игнатиевской пещере проводили участники экспедиций Н.Г.Смирнова и П.А Косинцева (Институт экологии растений и животных УрО РАН).

Пещера **Киндерлинская (им. 30-летия Победы)** находится в Гафурийском районе Башкортостана, в устьевой части левого притока р. Зилим – р. Киндерля (рис. 2.43). Это самая значительная по амплитуде

(215 м) и третья по длине (9113 м) пещера Урала. Она заложена в девонских битуминозных известняках. Вход в пещеру расположен на южном склоне карстового массива. Пещера представляет собой наклонную систему галерей и ходов, развитых в северном, северо-восточном и северо-западном направлениях, образующих четыре уровня. Трапециевидный вход в пещеру размером 12 х 7 м обращен на юг. Залы по размерам небольшие, но высота их достигает 80-90 м. Наиболее примечательны залы Классический, Атлантида и Фигур. Пещера богата натечными образованиями. Наряду с обычными кальцитовыми формами (сталактиты, сталагмиты и пр.), в ней встречаются антолиты и кристаллы гипса.

Рис. 2.43. План расположения п. Киндерлинская (им. 30-летия Победы)

Пещера имеет микроклиматическую зональность. В зоне отрицательной температурной аномалии в привходовой части пещеры находится многолетняя наледь шириной 12 м и длиной более 100 м (рис. 2.44). Температура летом в этой зоне не превышает –0,3ºС, а зимой может опускаться до –20°С, что зависит от температуры на поверхности.

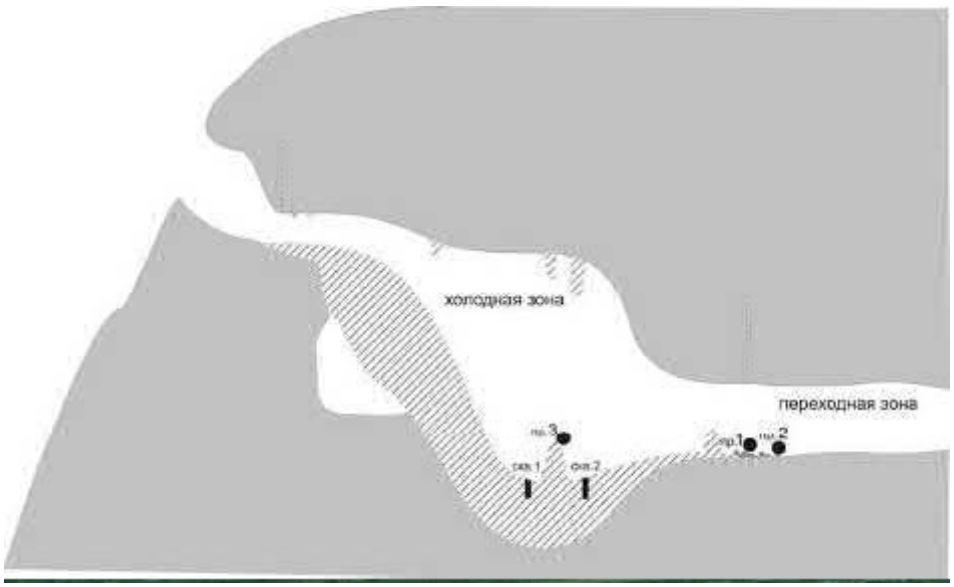


Рис. 2.44. Места отбора льда и минеральных образований из привходовой части пещеры Киндерлинская

Химический анализ льда показал низкую минерализацию состава и некоторое ее увеличение от входа вглубь пещеры (от 185,0 до 224,5 мг/дм^3). При этом происходит рост pH и содержания всех макрокомпонентов кроме хлора (табл. 2.7). Низкая минерализация льда связывается с образованием наледи из талой воды, поступающей в весеннее время преимущественно через вход пещеры. Поведение основных компонентов отражает постепенное вымораживание в процессе затекания.

Таблица 2.7

№ скв.	Минерализация, мг/дм^3	pH	Содержание, мг/дм^3, моль/дм^3, %-экв						Тип
			HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{2+}	
1	185,00	7,6	126,81 2,08 44,51	2,88 0,08 1,74	8,41 0,18 3,75	32,26 1,61 34,48	3,28 0,27 5,78	11,36 0,45 9,73	ГК
2	224,49	8,21	155,79 2,55 45,54	1,97 0,06 0,99	9,34 0,19 3,47	37,27 1,86 33,18	3,28 0,27 4,82	16,83 0,67 12,01	ГК

Гидрохимический тип определялся по компонентам, содержание которых превышало 20% мг.экв. Натечный лед относится к гидрокарбонатно-кальциевому типу.

Наледь характеризуется сложным строением ложа с уступом в форме ступени высотой около 4 м, а также провисшей в воздухе в форме

корабельного киля частью ледяного массива в месте максимальной его мощности. Мощность льда изменяется от 50 см в нижней части наледи до 6-8 м у входной решетки (Степанов и др., 2014). В нейтральной (теплой) зоне температура воздуха около 6ºС.

Аскинская (Аскынская) пещера расположена в Архангельском районе в средней части левого склона долины р. Каранюрт. Первые исследования пещеры были проведены Г.В. Вахрушевым, И.К. Кудряшовым и Е.Д. Богдановичем. Считается, что здесь расположена наибольшая по площади подземная наледь на Урале.

Пещера Аскинская имеет длину 230 м и амплитуду 34 м. Аркообразный вход размером 9 х 22 м расположен на высоте 60 м над урезом воды в борту скального выхода и обращен на северо – северо-восток. Пещера заложена в девонских известняках, падающих под углом 34° на запад – северо-запад – 280°. Форма полости – наклонная и мешкообразная. Практически вся пещера представляет один зал длиной 104 м и шириной 40-60 м. Объем пещеры составляет около 50 тыс. $м^3$. От зала в западном и южном направлениях отходят несколько узких ходов.

Наклонная форма полости определила благоприятную систему циркуляции воздуха для накопления постоянного оледенения. В зимний период холодный и тяжелый воздух с поверхности затекает через вход, вытесняя теплый из пещеры. Летом температура в пещере ниже, чем на поверхности, холодный воздух застаивается, активного воздухообмена не происходит, поэтому во время летнего периода низкие температуры сохраняются, и накопленный лед не тает. Возрастание объема льда в пещере с 1930-х до середины 1960-х гг. оценивается в 5-6 раз. В 1924 г. лед в пещере покрывал спуск и ¼ ближней ко входу части зала. В 1966 г. лед покрывал всю поверхность зала (Кудряшов, 1968). На протяжении 42 лет ежегодный прирост льда в пещере составил 22 мм в слое. С учетом таяния льда величина ежегодного намерзания составляла 27 мм. В период с 1985 по 1994 г. оледенение в пещере заметно не изменилось (Мавлюдов, 2008). По

опубликованным данным, возраст многолетнего оледенения пещеры составляет более 80 лет.

На момент обследования (2011 г.) лед покрывал всю поверхность зала, во многих местах наледь была покрыта глинистыми отложениями, смешанными с криогенной мукой, растительными остатками и мусором.

Натечный лед в пещере относится к категории пресных, гидрохимические типы гидрокарбонатный кальциевый (ГК) и гидрокарбонатный кальциево-натриевый (ГКН). Низкая минерализация натечного льда позволяет сделать вывод о его образовании в весеннее-летнее время при поступлении талой и дождевой воды через вход пещеры (табл. 2.8).

Формирование сталагмитов происходит за счет водопритока в пещеру со сводов через трещины. Для покровного льда и льда сталагмитов характерна слоистость, в слоях видна столбчатая структура кристаллов льда.

Таблица 2.8

Химический состав натечного льда п. Аскинская

№ скв	Минерализация мг/дм^3	pH	Содержание, мг/дм^3, моль/дм^3, %-экв						Тип
			HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{2+}	
1	145,34	7,86	95,65 1,57 43,2	3,79 0,11 2,95	6,71 0,14 3,85	15,03 0,75 20,67	2,31 0,19 5,24	21,86 0,87 24,09	ГКН
2	141,12	7,5	92,03 1,51 42,45	1,67 0,05 1,32	10,61 0,22 6,22	19,24 0,96 27,02	2,67 0,22 6,19	14,91 0,60 16,78	ГК

На момент обследования на наледи находилось 11 крупных сталагмитов, высота наибольшего составляла 7 м, а ширина в основании – 3 м. Георадарная съемка пещеры позволила рассчитать мощность многолетнего льда в пещере (Степанов и др., 2014). Мощность изменяется от 15 см до 2 м и почти равномерно уменьшается от входа к дальней части пещеры (рис. 2.45).

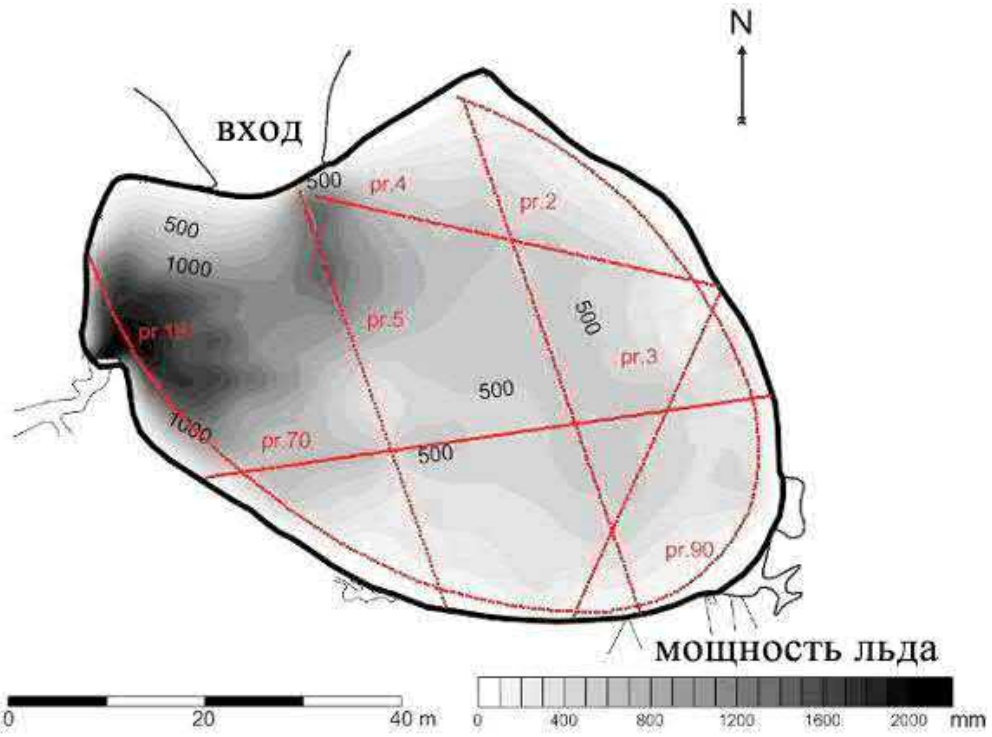


Рис. 2.45. Распределение мощности льда в п. Аскинская (Степанов и др, 2014)

Около входа, где отмечается резкое увеличение мощности льда, в породе наблюдается углубление шириной от 1,5 м до 2 м, поверхность же льда в этом месте ровная и имеет одинаковый уровень с близлежащими участками. Углубление простирается от входа к западной стене и заканчивается у узкого хода, доступ в который перекрыт сталагмитом. Возможно, что углубление ложа продолжается в этот западный ход и ранее было связано с действием воды. На этом же участке наблюдается множество обломков породы и других включений (в нижней части наледи). Проведенные исследования (Степанов и др., 2014) позволили рассчитать объем льда, который составил 1478 м^3 (без учета льда сталагмитов).

Пещера представляет собой классическую микроклиматическую модель холодного «мешка». В летний период температуры в зоне отрицательной температурной аномалии не превышают +0,1°С (замеры были проведены автором в июле 2010 г.). Температура в зимний период в ледяной части пещеры составила от -1,0 до 0,6°С (Кузьмина и др., 2014).

Пещера Вертолетная (Ахмеровский Провал) находится в

Аургазинском районе, в 1 км от д. Ахмерово. Она является наиболее крупной гипсовой пещерой на территории Башкортостана. Впервые ее обследовали уфимские спелеологи в 1996 г. Длина пещеры составляет 1768 м, а амплитуда 50 м. План пещеры представлен на рис. 2.46. Она заложена в гипсах и ангидритах иренской свиты кунгурского яруса нижней перми (P_1ir) в пределах Рязано-Охлебининского вала. Карстующая толща представляет собой переслаивание сульфатных (гипсов и ангидритов) и карбонатных (известняков, мергелей, реже доломитистых известняков) пород. Мощность прослоев карбонатных пород варьируется от 0,05 м до 5 м.

Вход располагается в основании отвесного борта карстовой воронки диаметром 80 м и глубиной 20 м. Воронка находится в придолинной части р. Сарыелга (правого притока р. Узень). Пещера состоит из двух параллельных наклонных галерей юго-восточной ориентации длиной до 100 м, шириной до 40 м и высотой до 6 м.

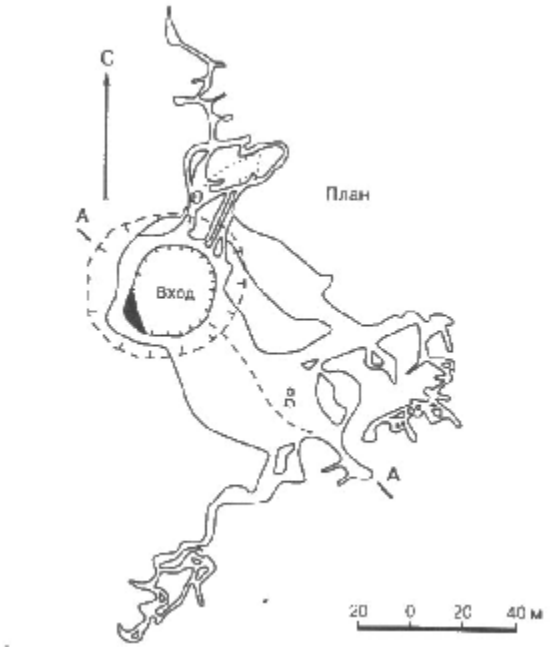


Рис. 2.46. Схема пещеры Вертолетная (Карст Башкортостана, 2002)

От главных галерей отходят несколько ходов юго-западного простирания. Часть из них образует верхний сухой ярус пещеры. Зимой и ранней весной пещера богата разнообразными ледяными образованиями, а в период интенсивного снеготаяния затапливается, уровень воды поднимается

на 4 м от пола (Смирнов, Соколов и др., 1999).

Температурный режим полости из-за большого входа практически полностью повторяет температуру на поверхности, и только в летний период в галереях пещеры температура на 3-4 градуса ниже.

В пещере отмечено два типа борной минерализации (Калинина и др., 2015). Первый тип приурочен к слоям гигантокристаллического (до 0,5 м) гипса, сложенного субвертикально ориентированными индивидами (рис. 2.47-а). Среди них зафиксированы рассеянные сферолиты пластинчатых кристаллов (до 1,5-2 см), отвечающих по химическому и рентгенофазовому анализу гидроборациту – $Ca_{(0,75-1,04)}Mg_{(0,96-1,25)}B_6O_8(OH)_6 \cdot 3H_2O$ (межплоскостные расстояния основных отражений – 5,78; 6,69; 3,32). Второй тип приурочен к секущим прожилкам перекристаллизации и представлен цепочками мелкозернистых желваков размером до 1,5 см (рис. 2.47-г), отвечающих по составу пробертиту с формулой $Na_{(0,84-0,91)}Ca_{(1,09-1,16)}B_5O_7(OH)_4 \cdot 3H_2O$.

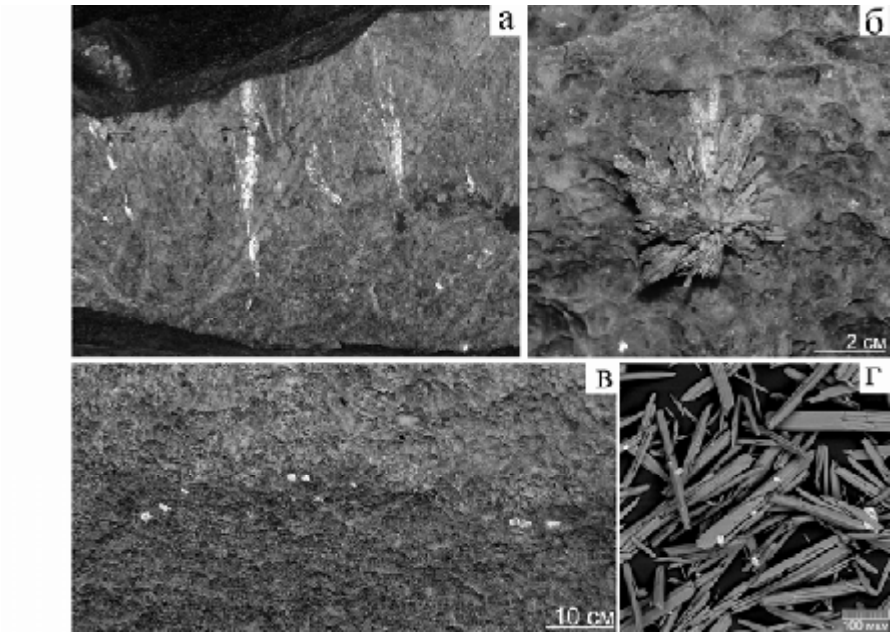


Рис. 2.47. Гидроборацит и пробертит в п. Вертолетная: а – кристаллы гигантокристаллического гипса, к которым приурочены проявления гидроборацита; б – кристаллы гидроборацита; в – цепочки мелкозернистых желваков пробертита, приуроченные к секущим прожилкам перекристаллизации; г – строение кристаллов пробертита под электронным микроскопом

Друзовидно-шестоватое гигантозернистое строение прослоев гипса, ориентированного вершинами кристаллов вверх, позволяет предполагать его рост за счет гидратации исходного ангидрита в условиях подъема и затопления нижних залов пещеры карстовыми водами. При таких условиях минералообразования сформированные бораты имеют кальциево-магниевый состав. Бораты, приуроченные к прожилковым зонам, имеют натрий-кальциевый состав, что может быть связано с инфильтрацией более пресных атмосферных вод (Калинина и др., 2015).

2.2.5. Объекты Приюжноуральской физико-географической области

Алабайтальское карстовое поле расположено в южной части солянокупольного поднятия Активное в границах Предуральского краевого прогиба (Павлейчик, 2011), примерно в 2 км к западу от пос. Дубенский. Участок небольшой по площади (2 км^2) с абсолютными высотами от 200 до 259,7 м. На исследуемой территории распространены поверхностные и подземные формы рельефа – карстовые воронки, пещеры, гроты.

В пределах участка насчитывается более 28 поверхностных карстопроявлений, плотность которых составляет 14 шт/км^2. Форма воронок блюдцеобразная и конусообразная, диаметр 10-15 м и глубина до 7 м.

В некоторых воронках вскрываются переслаивающиеся карбонатно-сульфатные отложения кунгурского яруса нижней перми. Сульфатные прослои представлены массивным гипсом с небольшими включениями глинисто-карбонатного материала. Особенностью развития карстовых явлений в слоистой карбонатно-сульфатной толще является стадийное изменение гидрогеологической роли карбонатных и сульфатных пачек.

На Алабайтальском карстовом поле находится самая крупная естественная полость Оренбургской области – **пещера Подарок** с общей протяженностью 660 м и глубиной 21 м (рис. 2.48).

Рис. 2.48. Расположение пещеры Подарок. Красным цветом показаны границы Алабайтальского карстового поля

Вход представляет собой наклонный щелевидный лаз 1-1,5 м в ширину и 0,8 м в высоту. Привходовая часть представлена широким (до 5 м) достаточно ровным проходом, приводящем в обвальный зал размерами 4 х 8 х 5 м.

Здесь широко распространены обвальные отложения. К северу от обвального зала начинается типичный карстовый меандр шириной 1 м и высотой до 5 м. В этой части прослеживается второй этаж в виде узких извилистых ходов под потолком. В 40 м от основного расположен второй вход. Далее пещера представляет собой лабиринтовую систему (Самсонов, 2002).

В некоторых местах в своде пещеры встречается глина и видны корни растений, так как пещера расположена на небольшой глубине от поверхности. От обвального зала вниз уходит узкий лаз с сильной тягой. Его затопление в 2010-2012 гг. привело к изменению циркуляции воздуха в пещере.

Коррозионно-разрывной генезис пещеры выражен на участках галерей, где гипсы имеют плойчатую складчатость. Здесь отмечены будинаж карбонатных прослоев и многочисленные зоны скольжения, что является

свидетельством тектонических движений в течение времени перекристаллизации гипса (рис. 2.49). Отсутствие таких пород в Предуральском краевом прогибе Пермского края позволяет связывать наблюдаемое зональное изменение гипса с соляно-купольной тектоникой.

В привходовой части пещеры встречены субвертикальные тела брекчий, сложенные разноориентированными обломками доломитовой породы. Формирование таких вертикальных зон связано с обвальными процессами в местах тектонических нарушений (рис. 2.50-а). В дальней части пещеры галереи имеют коррозионно-эрозионный генезис. Перекристаллизация гипса, проявленная как в виде радиально-лучистых оторочек вокруг глинистых прослоев, так и в форме крупных метакристаллов (рис. 2.50-б), замещающих целые прослои, обусловлена карстово-суффозионными процессами.

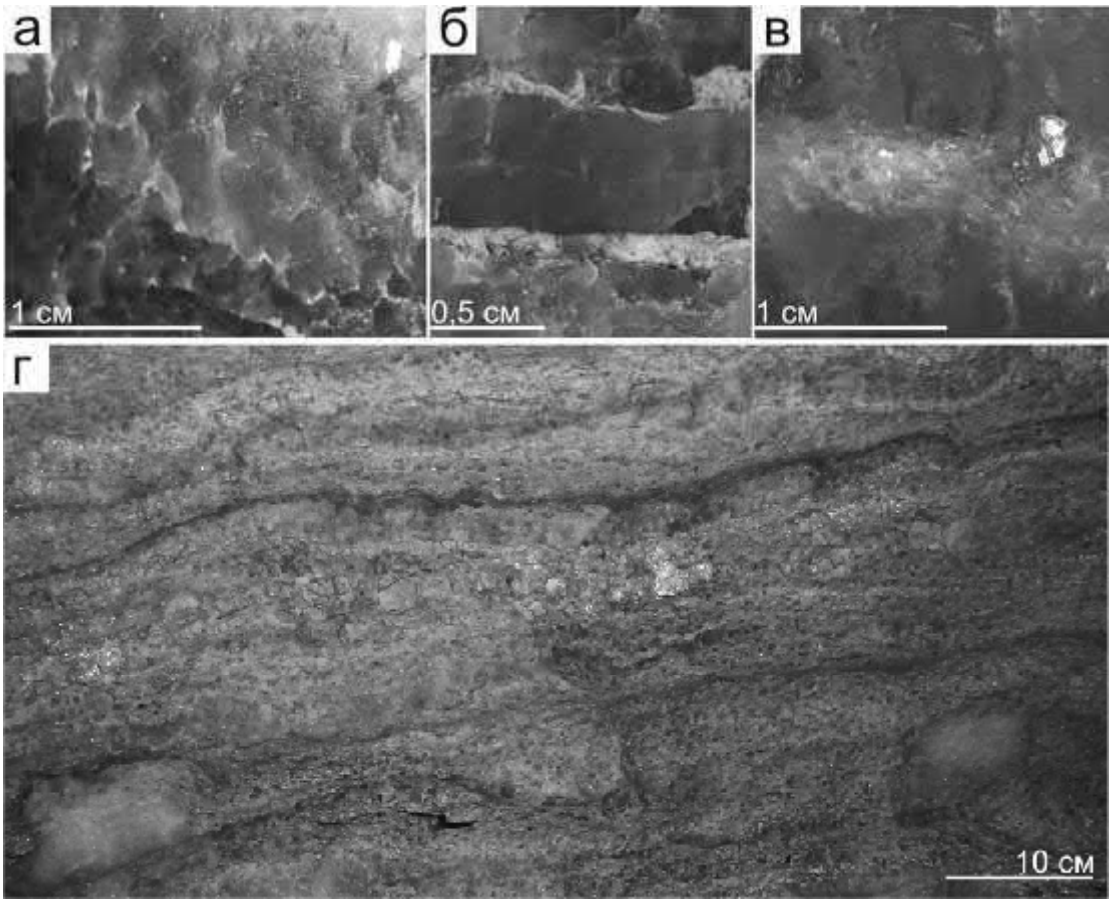


Рис. 2.49. Детали строения гипсовых прослоев: глинисто-карбонатная оторочка вокруг гипсовых индивидов (а), прослои крупных метакристаллов (б) и с зоной скольжения (в), участки с плойчатой складчатостью, будинажом карбонатных прослоев, порфиробластовой структурой и многочисленными зонами скольжения (г)

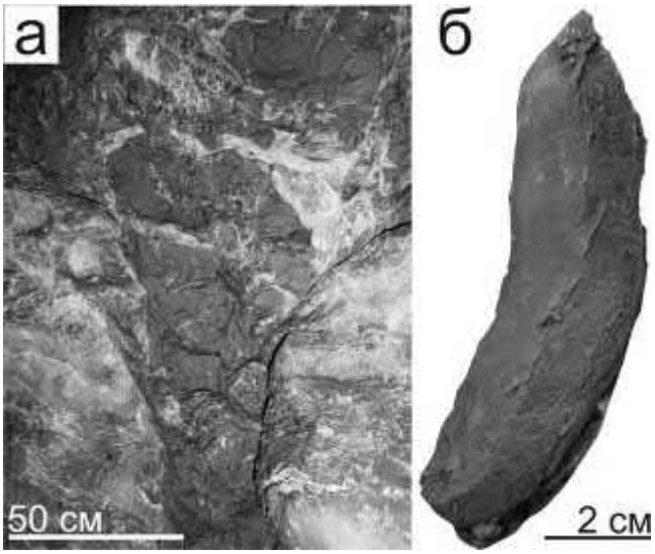


Рис. 2.50. Тело гипс-доломитовой брекчии (а), деформированный кристалл гипса из брекчии (б)

Текстурно-структурные особенности вмещающих гипсовых пород и видимые тектонические нарушения, вскрытые в подземных гротах пещеры, могут являться эталоном проявления соляно-купольной тектоники.

Исследования позволили выявить микроклиматическую зональность в пещере, с которой связано распределение новообразованных минералов. В пещере можно наблюдать современное минералообразование целестина, кальцита, флюорита и криогенного гипса. Спецификой пещеры является низкая минерализация ледяных образований, обусловленная близким расположением к земной поверхности.

Пещера является обитаемой, в ней зимует одна из самых многочисленных (до 200 особей) колоний рукокрылых (Скрипальщикова, 2014). Здесь также была выявлена популяция постстигматического клеща *Poecilophysis spelaea* (Wankel, 1861; определение Miloslav Zacharda), являющегося троглобионтом и реликтом ледниковой эпохи. На территории России этот вид был найден нами впервые.

Кзыладырское карстовое поле – крупнейшее в Оренбургской области по площади (18 км^2) и разнообразию проявления карстовых процессов (рис. 2.51).

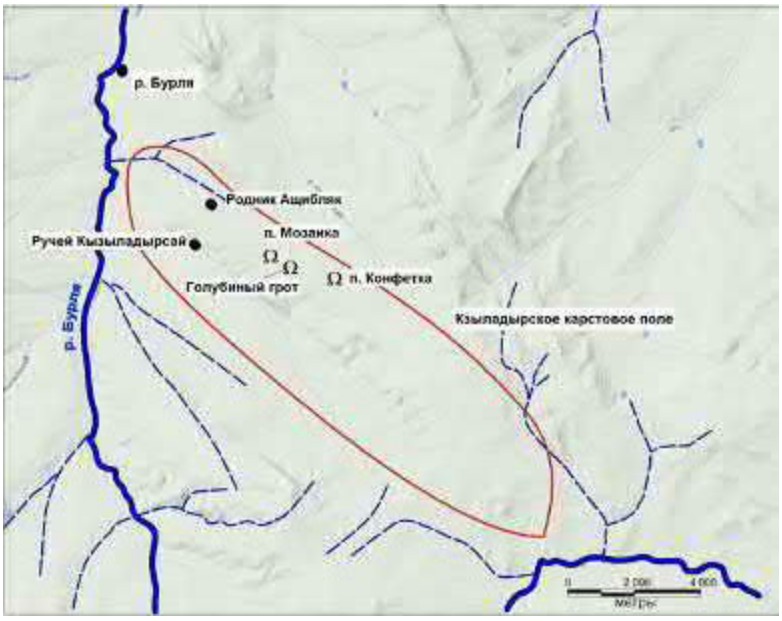


Рис. 2.52. Расположение исследованных пещер и родников в пределах Кзыладырского карстового поля, черными точками показаны места отбора проб на химический состав воды

Данный участок линейно простирается в северо-западном направлении на 16 км от холмисто-увалистого водораздельного междуречья к долине р. Бурли. Средняя ширина участка 1-1,5 км с абсолютными высотами от 190 до 375 м (Павлейчик, 2011).

Карстовые формы на поверхности представлены воронками различного генезиса диаметром до 50-60 м и глубиной до 7 м. Некоторые воронки сливаются и представляют собой понижения – суходолы, которые указывают направление подземного стока (рис. 2.53-а). На склонах суходолов встречаются свежие провальные впадины диаметром до 5-6 м. В одном из таких понижений после снеготаяния формируется пересыхающее в летний период озеро Огаревое протяженностью более 500 м.

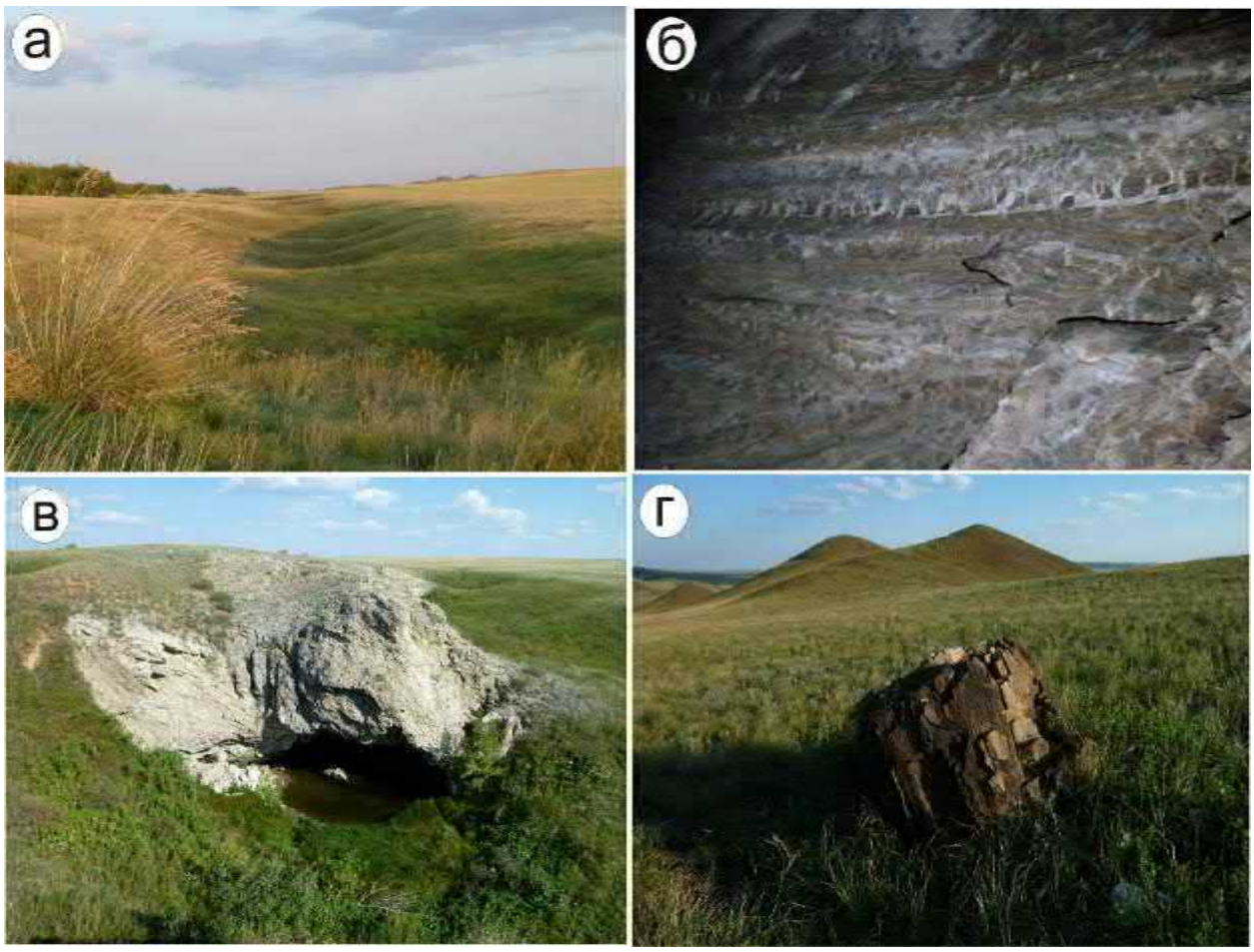


Рис. 2.53. Карстовые формы Кзыладырского карстового поля: а – типичные понижения-суходолы, фиксирующие подземный сток грунтовых вод; б – субвертикальные прожилки селенита в стенках пещеры Мозаика; в – Голубиный грот; г – склон горы Буркутбай с окаменевшими стволами деревьев

Здесь имеется большое количество пещер и гротов. В основном это небольшие субгоризонтальные пещеры. Их параметры составляют (от средних до максимальных размеров) 60-328 м в протяженности, 5 м до 13 м амплитудой, площадь колеблется от 90 м^2 до 290 м^2, а объем – от 40 м^3 до 480 м^3.

На Кзыладырском карстовом поле ранее выявлено 14 карстовых полостей протяженностью более 30 м: Конфетка (К-10) – 328 м, Волчья – 305 м, К-8 – 173 м, К-5 – 108 м, К-1 – 85 м, К-11 – 72 м, Ястребиная (К-2) – 65 м и др. Имеются также карстовые озера, арки и большое количество пещер и гротов менее 10 м (Скрипальщикова, 2014). Большинство пещер представляют собой субгоризонтальные полости коррозионно-эрозионного генезиса.

Вода из озер грота Голубиный, пещеры Мозаика и родника Ащибляк относится к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации (табл. 2.9) и имеет достаточно высокую минерализацию (до 2520 мг/дм^3), типичную для районов развития сульфатного карста (Горбунова, 1992).

Ручей Кызыладырсай находится в зоне распространения известняков артинского горизонта нижней перми и имеет гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый состав с минерализацией 823,95 мг/дм^3, а воды р. Бурля – гидрокарбонатно-кальциевый состав с минерализацией 746,62 мг/дм^3.

Самая крупная пещера карстового поля – **пещера Конфетка** имеет протяженность 328 м. Вход расположен в борту крупной воронки и представляет собой широкую наклонную щель высотой 0,5-1 м, приводящую в высокий ход. Северо-западная галерея постепенно сужается, юго-восточная приводит к расширению. От него через уступ можно попасть в верхний небольшой зал с несколькими небольшими боковыми ходами, либо через узкий, достаточно протяженный ход в нижний зал. Вся пещера, за исключением небольшого узкого лаза, сухая, без глинистых отложений (Скрипальщикова, 2015).

Щелевидный вход в пещеру располагается в борту воронки на высоте 5 м от ее дна. Полость имеет коррозионно-эрозионный генезис и заложена в тонкослоистых гипсах с крупно- и гигантокристаллической структурой. Нередко прослои гипсов перемяты (энтеролитовая складчатость), что является признаком гидратации первоначального ангидрита и увеличением объема вещества. В дальней части пещеры в гипсах отмечены псевдоморфозы ситовидного кварца.

Пещера Мозаика имеет два входа, первый расположен в борту, а второй – на дне соседней воронки. Внизу – два небольших зала, в одном из которых находится подземное озеро.

Таблица 2.9

Химический состав воды*

Место отбора	Дата отбора	Содержание ионов, мг/дм^3										Общая минерализация, мг/дм^3	pH	Сухой остаток, мг/дм^3	Общая жесткость, мг-экв/дм^3
		HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-	NO_2^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^++K^+	$Fe_{общ}$	NH_4^+				
Пещера Мозаика, Кзыладырское карстовое поле	24.08.13	134,24	1287,46	26,5	4,80	-	541,08	30,38	8,25	-	-	2032,71	7,43	1978	29,50
Грот Голубиный, Кзыладырское карстовое поле	24.08.13	164,75	1425,85	3,9	-	0,69	601,2	6,08	50,50	-	-	2252,97	7,51	2176	30,50
Родник Ащибляк, Кзыладырское карстовое поле	25.08.13	393,56	1341,97	66,26	-	-	577,15	38,89	102,24	-	-	2520,07	7,75	2318	32,00
Ручей Кызыладырсай, Кзыладырское карстовое поле	24.08.13	305,09	257,93	55,66	-	-	148,30	53,47	3,50	-	-	823,95	7,87	668	11,80
Река Бурля, Кзыладырское карстовое поле	25.08.13	442,38	41,94	82,16	-	-	124,25	47,39	8,5	-	-	746,62	7,53	542	10,10
Пещера Александровская, Александровское карстовое поле	22.08.14	253,22	1476,9	104,3	23,4	-	561,12	82,0	86,75	-	-	2587,7	7,38	2559	34,75
Родник Андакулбулак-1, Казахстан	21.08.14	45,76	12,93	4,32	4,54	00,1	11,02	2,43	12,25	-	-	93,26	7,40	37	0,75
Родник Андакулбулак-2, Казахстан	21.08.14	54,92	37,87	8,63	11,4	-	17,43	4,62	22,0	-	-	156,87	6,96	120	1,25
Родник у Соленого озера, Казахстан	21.08.14	21,36	11,08	4,32	8,49	-	7,62	2,07	7,25	-	-	62,19	6,42	73	0,55

В стенках пещеры, в гипсовых прослоях хорошо видны согласные и субвертикальные прожилки селенита, которые предположительно являются признаком расширения трещин в сульфатных породах во время тектонических движений, возможно при формировании соляного купола (рис. 2.53-б).

Голубиный грот представляет собой провальную воронку, вскрывшую горизонт грунтовых вод (рис. 2.53-в). В породе также отмечены тектонические нарушения (зоны перекристаллизации, зеркала скольжения и субвертикальные прожилки селенита).

На склоне г. Буркутбай (305,9 м) отмечены обломки окаменевших стволов каламитов диаметром до 1,35 м, являющиеся самыми крупными пермскими деревьями из найденных в Оренбургской области (рис. 2.53-г).

Из археологических находок наибольший интерес представляет погребение, относящееся к эпохе империи гуннов (V в. до н. э.), открытое саратовским геологом В.А. Гаряиновым в **пещере Медный Кувшин** (Чибилев, 1987).

На карстовом поле расположены неспецифичные для степной зоны урочища кочкарных болот, заросли чия блестящего, участки луговых солончаков. На отдельных межгрядовых площадках на южных черноземах сформировались эталонные участки типчаково-ковыльных степей. Здесь произрастает 7 видов растений, занесенных в Красную книгу Российской Федерации.

Петропавловское, Александровское, Мемориальное и Шилисайское карстовые поля находятся на территории Казахстана в 30 км к северо-востоку от г. Актюбинска, в долине реки Жаксы-Каргалы, и являются самыми южными проявлениями сульфатного карста в Предуралье (Коробков и др., 2012). Карстовый рельеф представлен воронками и котловинами, в которых расположены поноры, гроты и пещеры.

Гипсы кунгурского яруса нижней перми приурочены к западному борту Александровской антиклинальной складки и залегают на артинских строматолитовых, волнисто-слоистых известняках.

Прослои гипсов (мощностью от 5 до 60 м) в процессе складкообразования выведены к поверхности (в некоторых местах субвертикально), благодаря чему интенсивно выщелачиваются и перекристаллизовываются. На поверхности наблюдаются карровые формы растворения, в некоторых местах гипсы покрыты рыхлым материалом сульфатного и карбонатного состава, который является остаточным продуктом выветривания пород. В некоторых местах гипсовый рыхлый порошок перекристаллизовывается, образуя специфические коры, похожие на кораллитовые образования пещер.

Петропавловское и Александровское карстовые поля находятся на правом берегу р. Жаксы-Каргалы в 3,5 км от п. Александровка (рис. 2.54).

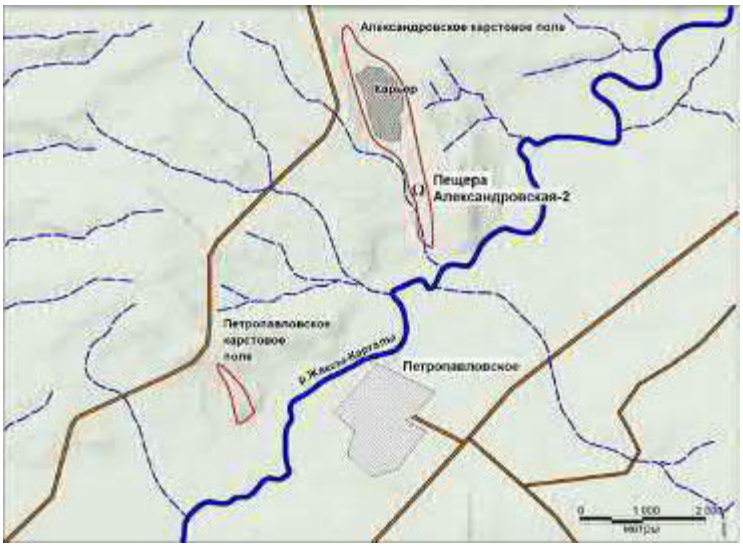


Рис. 2.54. Расположение Александровского и Петропавловского карстовых полей

Гипсы сильно закарстованы, в краевых частях слоев наблюдается множество воронок и провальных впадин от 10 м до 60 м в диаметре (рис. 2.55-а). На дне воронок зафиксированы поноры и входы в пещеры. На территории Петропавловского карстового поля было выявлено 7 небольших пещер. Наибольшая из них имеет протяженность 11 м. Она заложена в

тонкослоистых гипсах мелкозернистого состава с селенитовыми прожилками между слоями. На поверхности прослоев в пещере отмечены гипсовые кораллитовые коры. На территории Александровского карстового поля в 1963-1969 гг. Республиканским клубом спелеологов (руководитель В. Полуэктов) были найдены 3 пещеры (Александровская-1, 2 и 3).

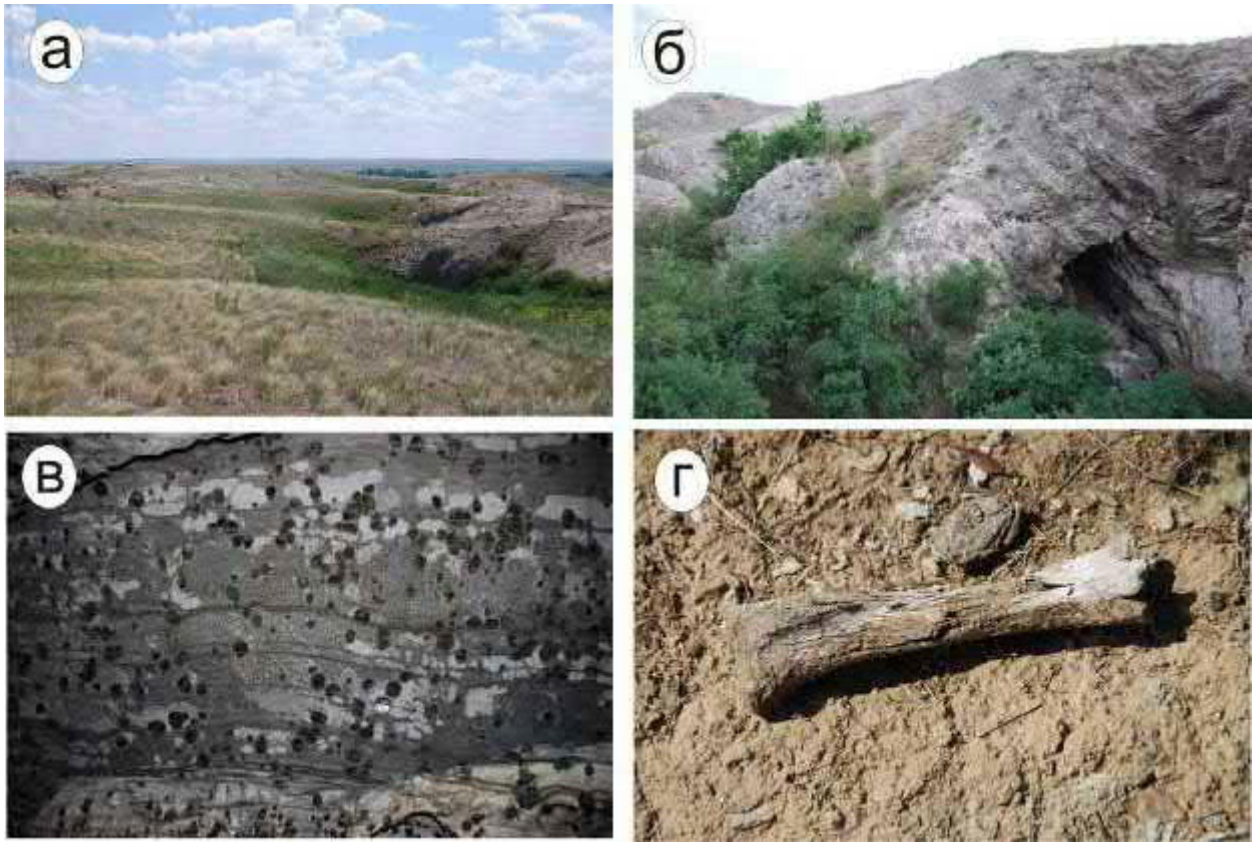


Рис. 2.55. Типичный карстовый ландшафт в долине р. Жаксы-Каргалы:
а – Петропавловское карстовое поле; б – вход в пещеру Александровская-2; в – гнезда гигантокристаллического гипса в п. Александровская; г – человеческие останки в одной из воронок Мемориального карстового поля

Наибольшей по протяженности пещерой на тот период являлась пещера **Александровская-2,** по результатам съемки длина ее составила около 200 м (рис. 2.55-б). Таким образом, это самая большая пещера по длине в Актюбинской области и самая южная пещера в гипсах Предуралья. Нами было установлено, что данная подземная полость вошла в горный отвод существующего гипсового карьера компании «Алина-Холдинг» (г. Актюбинск). По результатам съемки выяснилось, что часть галерей пещеры обвалилась при проведении горновзрывных работ и доступными

являются только первые 90 м. Новая съемка карстовой полости представлена на рис. 2.56.

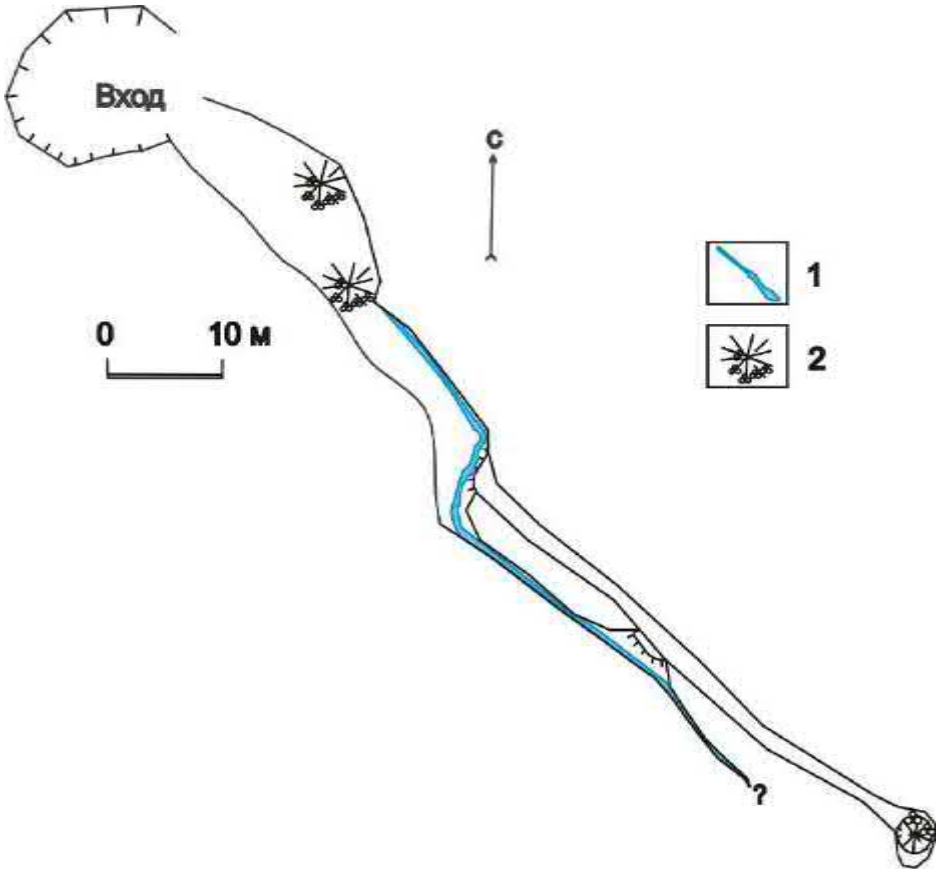


Рис. 2.56. План пещеры Александровская-2 (съемка О.И. Кадебской, 2013), условные обозначения: 1 – ручей; 2 – обвальные осыпи

Пещера имеет коррозионно-эрозионный генезис и заложена в слоистых мелкокристаллических гипсах с гнездами крупно- и гигантокристаллического гипса, присутствие которых говорит об инфильтрационном характере перекристаллизации сульфатных пород (рис. 2.55-в).

В пещере протекает ручей, подземные воды относятся к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации и имеют достаточно высокую минерализацию (более 2500 мг/л), типичную для районов развития сульфатного карста (см. табл. 2.9).

Обращает на себя внимание несколько повышенное количество нитратов, что, возможно, связано с естественным органическим загрязнением

воды пометом обитающих в привходовом гроте пещеры диких голубей (см. табл. 2.9).

Шилисайское и Мемориальное карстовые поля расположены на левом берегу р. Жаксы-Каргалы (рис. 2.57).

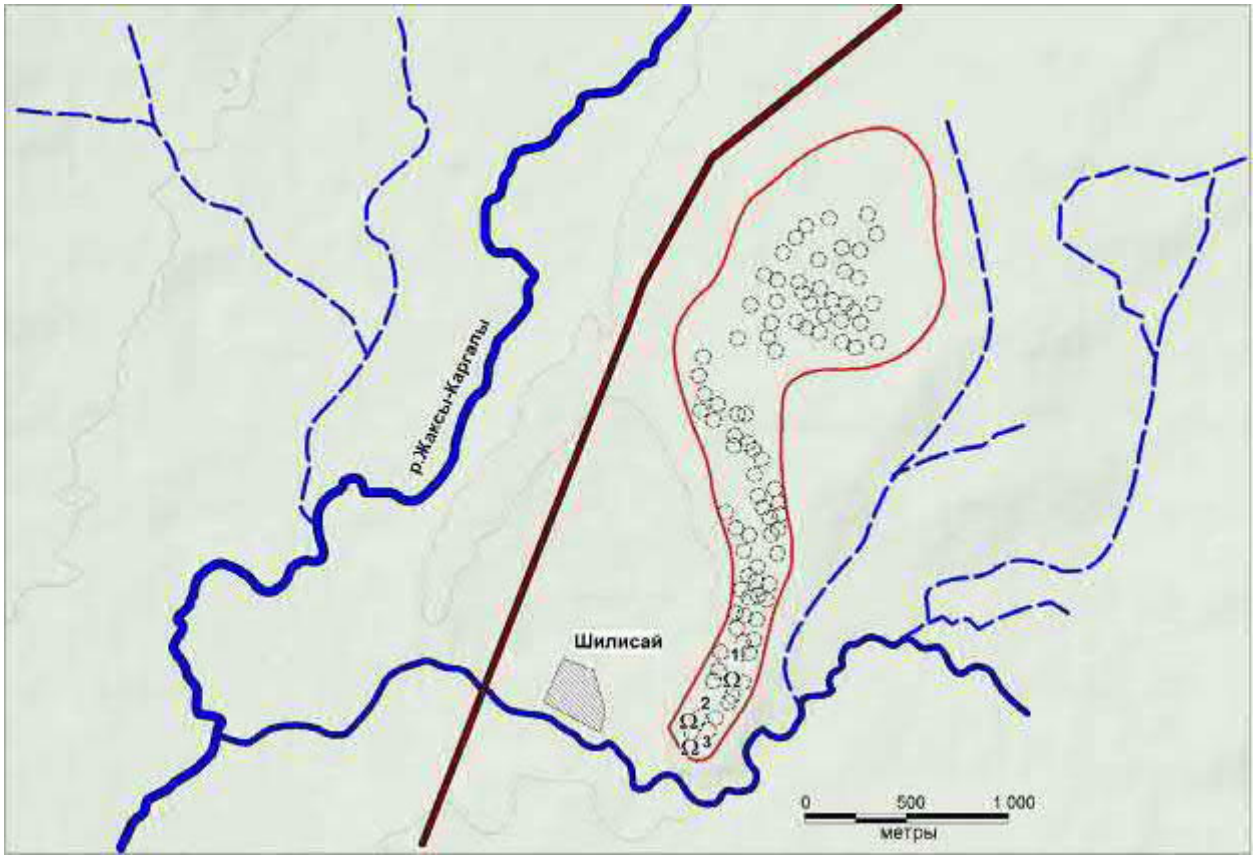


Рис. 2.57. Расположение пещер и воронок в границах Шилисайского карстового поля: 1 – вход в п. Шилисайская-1; 2 – вход в п. Шилисайская-2; 3 – вход в п. Шилисайская-3

В отличие от ранее описанных карстовых полей, на Шилисайском поле много неглубоких блюдцеобразных воронок, в некоторых из них находятся поноры. В южной части поля в 1963-1969 гг. Республиканским клубом спелеологов (руководитель В. Полуэктов) были обнаружены три пещеры (Шилисайская-1, 2 и 3). Все пещеры расположены вблизи пересыхающего ручья Грязнушка. **Пещера Шилисайская-1** имеет протяженность 30 м. Вход прямоугольной формы вскрывается в борту карстовой воронки. Высота горизонтальных галерей от 0,6 до 2 м. **Пещера Шилисайская-2** имеет длину 20 м, вход находится в борту карстового суходола. Имеет вертикальную

форму, ширина пещеры 0,5 м, глубиной 1,2 м. Подземная полость расположена вдоль карстового суходола.

Наибольшей пещерой карстового поля является **Шилисайская-3** длиной 31 м. Вход треугольной формы 0,5 м высотой и 1 м шириной вскрыт в борту вышеописанного суходола, ближе к ручью. В 8 м от поверхности ход разветвляется на верхнюю и нижнюю галереи, в конце которых расположены обвальные осыпи.

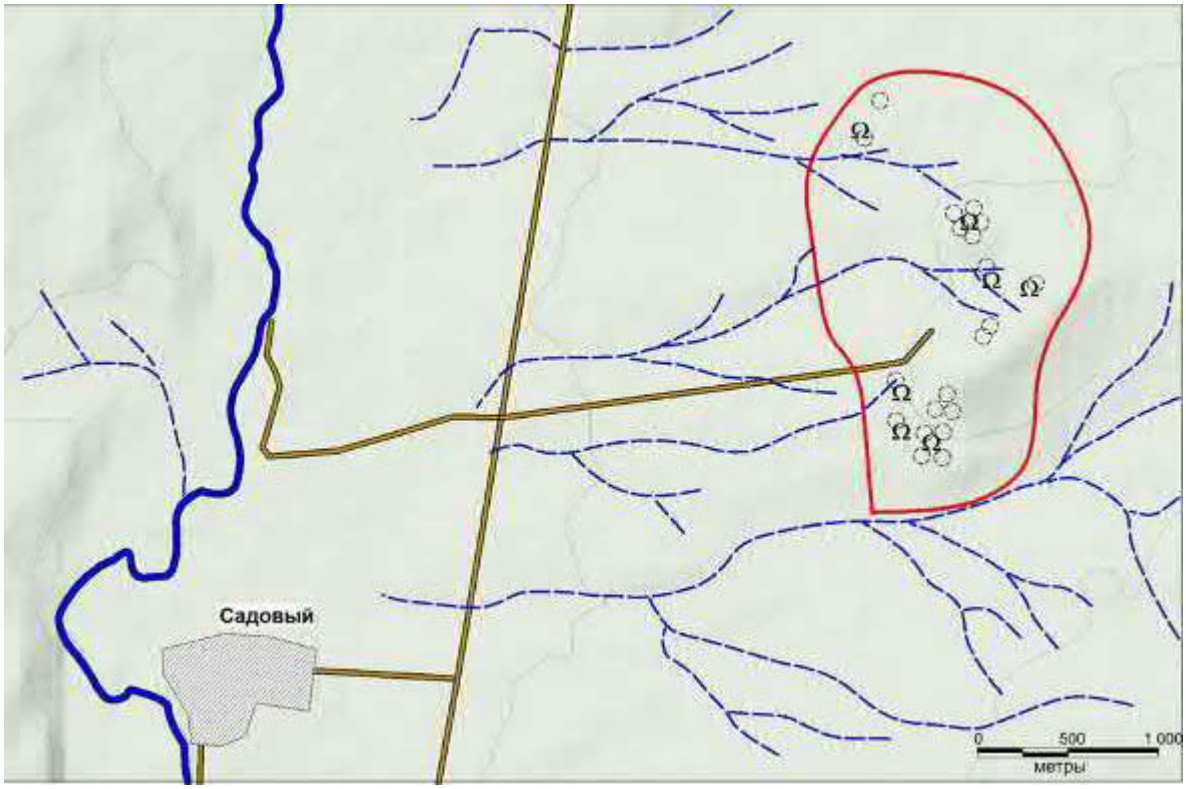


Рис. 2.58. Расположение пещер и воронок в границах Мемориального карстового поля

На территории Мемориального карстового поля находится 25 воронок диаметром до 60 м и глубиной до 7 м (рис. 2.58). Абсолютные отметки высот в пределах изученной территории составляют 250-290 м. В бортах воронок зафиксированы свежие провалы. При их обследовании были найдены 7 пещер с максимальной длиной 6 м. На возвышенном участке установлена памятная стела памяти жертв политических репрессий (с ней и связано название поля). До сих пор в полостях и в воронках можно обнаружить человеческие останки (рис. 2.55-г). Местные жители рассказывают, что в

1930-1950 гг. на карстовом поле расстреливали людей, а трупы сбрасывали в воронки и засыпали грунтом.

2.2.6. Объекты Мугоджар

Для характеристики карстовых ландшафтов данного региона следует отметить **грот Толеубулак**, который расположен в 15 км от села Родники (Булакты) Мугоджарского района Актюбинской области.

Своеобразие Мугоджар определяется общим погружением пород в южном направлении, сложным строением Мугоджарского антиклинория, являющегося генетическим продолжением Восточно-Уральской структуры. В западной части Мугоджар, где берет свои истоки р. Эмба, расположен самый южный грот Уральской горно-равнинной страны.

Вход грота имеет высоту 0,7 м. Полость заложена в морских мономинеральных кварцевых песчаниках (межзерновое пространство заполнено халцедоновым цементом). В породе песчаник белого цвета. Ближе к стенкам полости цемент растворен, а в межзерновом пространстве наблюдаются гидроксиды железа, что придает песчанику коричневый цвет. Грот имеет псевдокарстовое происхождение. Основную роль в образовании подземной полости сыграли процессы разрушения связей в породе. Вымывание цемента между зернами кварца происходило за счет попадания влаги на поверхность, кварцевые песчинки впоследствии выносились ветром из полости.

Вода из родников в окрестностях грота имеет пресный и ультрапресный гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевый состав (см. табл. 2.9), что также косвенно свидетельствует о псевдокарстовом происхождении грота.

Площадь грота составляет около 20 м^2. На небольшом внутреннем пространстве, в основном в напольной плите, вырезано около сотни петроглифов (рис. 2.59).

Рис. 2.59. Общий вид грота Толеубулак и элемент пола с петроглифами (справа)

Таким образом, грот Толеубулак не представляет интереса для изучения индикации природных процессов, происходящих в закарстованных массивах, но является объектом культурного наследия как одно из самых древнейших святилищ народов Урала и Сибири.

В процессе проведенного изучения карстовых ландшафтов Урала ключевыми объектами исследования на территории Полярного Урала можно считать карстовый ландшафт Пымва-Шор, пещеры В.Н. Чернецова, Академическая (хребет Янганапэ); Северного Урала – пещеры Дивья, Медео, Еранка, Среднего Урала – пещеры Махневская Ледяная, грот Носорожий, Мариинская, Кизеловская (Виашерская), Российская, Усьвинская, Кунгурская Ледяная, Ординская, Кашинская, Дружба, источник Плакун; Южного Урала – источник Кургазак, пещеры Игнатиевская, Вертолетная, Аскинская, Грез, Сказка, Киндерлинская, Шульган-Таш, Подарок, Александровская, Кызладырское и Петропавловское карстовые поля.

Глава 3. Элементы карстового ландшафта и геохимические барьеры в подземных полостях (микроклиматическая зональность, состав карстующегося субстрата, формы нахождения воды и фации минералообразования)

3.1. Микроклиматическая зональность карстовых полостей

Карст – это геологический или инженерно-геологический процесс, развивающийся в результате взаимодействия воды с растворимыми в данной обстановке горными породами, и связанные с ним явления (Дублянский, Дублянская, 2003).

Карстовый ландшафт на поверхности характеризуется такими формами рельефа, как карры, поноры, воронки, провалы, котловины, останцы, полья, карстовые озера, лога, карстовые источники и их отложения (травертины и туфы). Выделяют также поверхностные формы рельефа, связанные с нарушением первоначального залегания пород, вызванным совместным действием процессов растворения и гравитационного перемещения. Данные формы рельефа ограниченны трещинами различного генезиса (например, трещины оседания, прибортового отпора и др.). Подземные формы карстового ландшафта подразделяются на каверны, карстовые полости и пещеры.

На интенсивность развития карста оказывает влияние гидрогеологическая ситуация, литологический состав, мощность и физико-механическое состояние покровов.

Для карстовых вод характерна сложная гидродинамическая зональность. Г.А. Максимович (1963) выделил 7 зон циркуляции: поверхностная, вертикальная нисходящая, зона периодического колебания уровней, горизонтальная, сифонная, поддолинная и глубинная.

В зоне активного водообмена как по разрезу (в вертикальном сечении), так и по простиранию (по площади), карстовые массивы закарстованы

неравномерно, что связано с особенностями стока подземных вод. Сток подземных вод сосредоточен в относительно узких зонах дробления и трещиноватости карстующихся пород (водообильных зонах).

По генезису карстовые формы подразделяются на коррозионно-гравитационные, эрозионно-корозионные и нивально-корозионные (Дублянский, 1977). По форме карстовые полости делятся на горизонтальные, наклонные и вертикальные (Крубер, 1915).

Между пещерой в массиве и наружной средой происходит постоянный и достаточно активный воздухообмен. Его характер определяется морфологией полости и особенностями ее связи с поверхностью. В зависимости от морфотипа полости и микроклиматических особенностей пещеры делятся (Соцкова, Дублянский; 1982) на статические (холодный или теплый мешок), динамические, где выражена микроклиматическая зональность и статодинамические (входы перекрываются снегом или пещера имеет сифоны с меняющимся уровнем воды).

Впервые характеристика микроклиматических зон внутри пещер была дана В.С. Лукиным (1965). На примере Кунгурской Ледяной пещеры была описана «печная» схема движения воздуха через карстовый массив, когда входные отверстия расположены в нижней части склона, а «вентилирующие» воронки – на поверхности массива, что предопределяет естественную тягу воздуха. В холодное время года плотный морозный воздух втекает в теплую пещеру, продвигается по ней и, прогреваясь, выжимается через трещины и органные трубы в сводах наружу. В морозную погоду на Ледяной горе в местах выхода теплого и влажного пещерного воздуха клубится конденсационный туман.

В теплое время года, когда наружные температуры воздуха (10-25°С) существенно превышают температуру пещерного воздуха (0-5,6°С), более прохладный и плотный воздух вытекает наружу из входных отверстий пещеры, восполняя убыль втягиванием воздуха через воронки и трещины с поверхности массива. Опускаясь в пещеру (через трещины и органные

трубы), наружный воздух охлаждается за счет теплообмена со стенами, а в самой пещере – при движении наружу – также за счет контакта с ледяными образованиями.

В.С. Лукиным также были выделены зоны холодной и теплой температурной аномалии. В холодное время года из-за поступления холодного воздуха внутрь входная часть пещеры сильно охлаждается, что способствует замерзанию инфильтрационных вод (грунтовых и талых), а также сублимированию атмосферной влаги. Летом же движущийся наружу (из пещеры) прохладный воздух «защищает» ее обледеневшую привходовую часть от термоэрозионного воздействия наружного тепла.

Весной и осенью в характере воздухообмена пещеры с наружной средой наблюдаются два кратковременных периода циркуляционного равновесия, связанные со сменой режима движения воздуха: летнего режима на зимний (осенью) и зимнего на летний (весной). В это время скорости воздушных потоков ослабевают, а направление движения воздуха на некоторое время становится изменчивым. Критической температурой, при которой происходит смена направления воздушных потоков с летнего на зимний, является температура около 5°С. Указанная температура коррелирует с температурой нейтрального слоя, которая для Кунгура составляет 5,4°С (Фролов, 1968). В районе города Кунгура переходы температуры воздуха через +5°С происходят в среднем около 24 апреля и 3 октября. Таким образом, длительность зимней циркуляции воздуха в Кунгурской Ледяной пещере в среднем составляет 205, а длительность летней – 160 дней, но продолжительность их, безусловно, изменяется от года к году. Осенний и, особенно, весенний периоды неустойчивого равновесия сравнительно непродолжительны (10-30 дней).

Режимные наблюдения за воздухообменом пещеры с наружной средой в годовом разрезе позволили В.С. Лукину построить график зависимости направления и скорости движения воздушного потока (в пещеру и из пещеры) от температуры наружного воздуха (рис 3.1). Из графика следует,

что зимние скорости циркуляции воздуха в пещере почти в два раза превышают летние, то есть воздухообмен пещеры с наружной средой более активен в холодное время года. Это обстоятельство также способствует формированию и сохранению подземных льдов.

Б.Р. Мавлюдов (1994) определил основные факторы, определяющие климат пещер. Прежде всего, это климат на поверхности, а также форма полости, которая определяет циркуляцию воздуха, геотермическое состояние массива, количество попадающих атмосферных осадков и характер циркуляции водных потоков в полости.

Горизонтальные динамические пещеры были разделены на 5 климатических зон, начиная от нижнего входа: переходная, зона холодной температурной аномалии, зона постоянных температур (нейтральная), зона теплой температурной аномалии и переходная зона у верхнего входа (рис. 3.2).

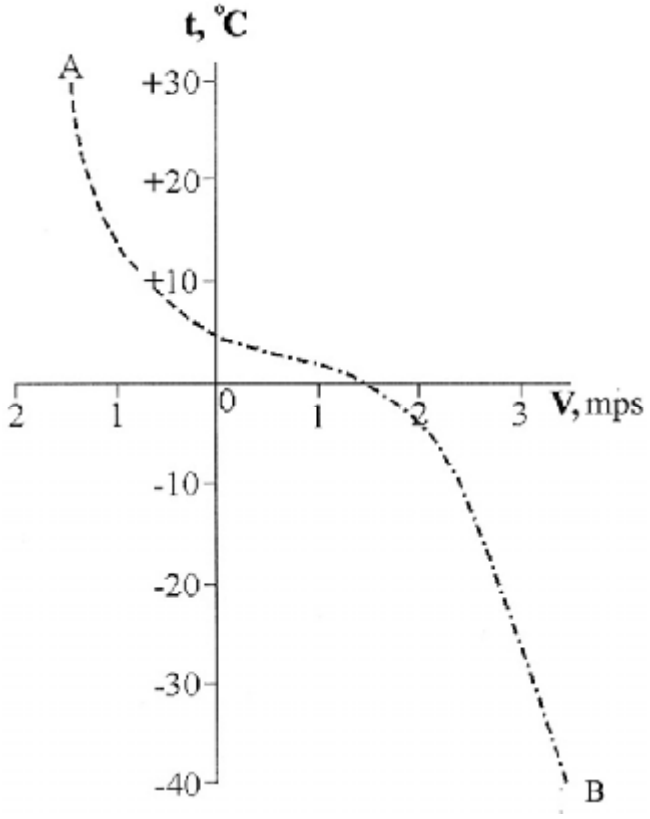


Рис. 3.1. Зависимость направления и скорости воздушного потока у входа в пещеру от температуры поверхностного воздуха (по В.С. Лукину, 1962):
А — летняя тяга воздуха (из пещеры); В — зимняя тяга воздуха (внутрь пещеры)

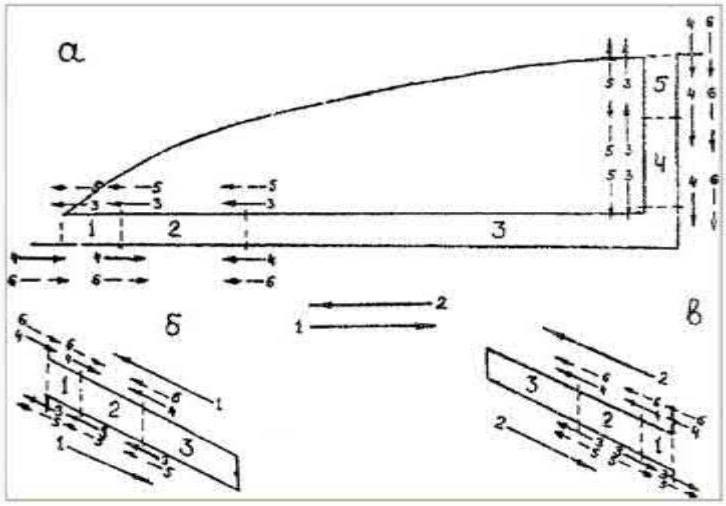
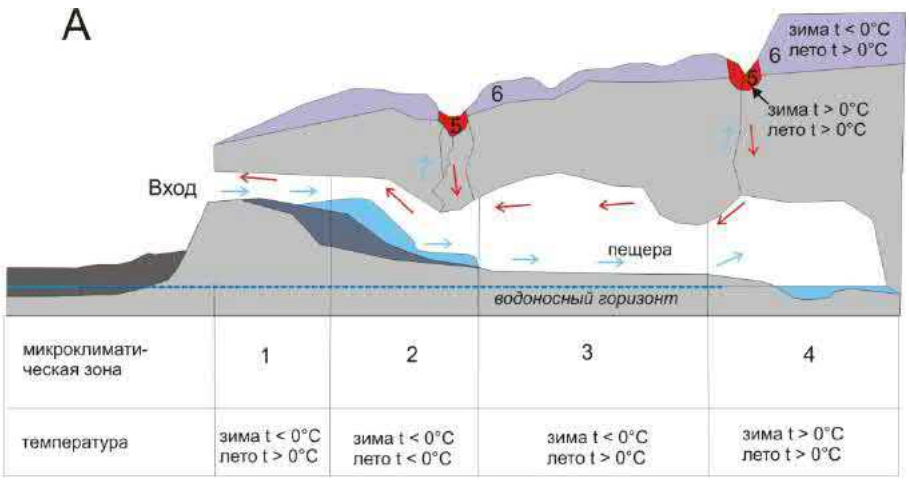


Рис. 3.2. Распределение климатических зон и потоков тепла и влаги в пещерах (Мавлюдов, 1994): а) горизонтальных; б) наклонных нисходящих; в) наклонных восходящих. 1-5 – номера климатических зон. Направление движения воздуха в пещерах: 1 – зимой, 2 – летом; потока тепла: 3 – зимой, 4 – летом; потока влаги: 5 – летом, 6 – зимой

На основе данных предыдущих исследователей нами были выделены следующие микроклиматические зоны в пещерах, имеющих разную морфологию (рис. 3.3).

Выравнивающая зона (1) образует «буфер» между поверхностью и полостью. В ее пределах – во фронтальной части скального массива – наблюдается резкое изменение температуры воздуха вглубь пещеры: летом – в сторону охлаждения, зимой – прогревания (рис. 3.3 А).

В следующей зоне – ***отрицательной температурной аномалии*** (2) – в течение всего года сохраняются температуры ниже 0°С. Здесь развито многолетнее оледенение. Аномальный холод накапливается в породе за счет зимней тяги воздуха и сохраняется за счет охлаждающего воздействия ледяных масс в летний период. В связи с отрицательными температурами в теплое время, когда к наледям поступают инфильтрационные воды, происходит формирование новых «порций» льда в виде замерзающих слоев. Зимой лед в этой зоне интенсивно испаряется под действием низких температур и большой скорости воздушного потока.



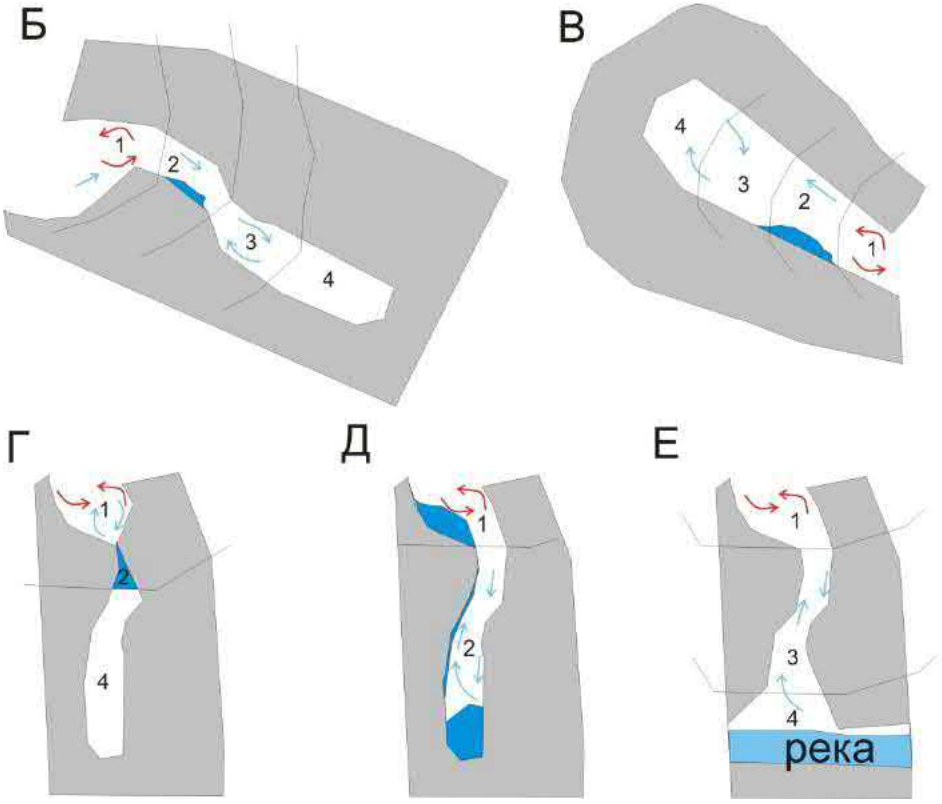


Рис. 3.3. Климатические зоны и направление движения воздуха в пещерах Урала (по Мавлюдову, 1994 с добавлениями автора): а) горизонтальных; б) наклонных нисходящих; в) наклонных восходящих, г – вертикальных полостях с закольматированным входом за счет льда или снега, д – шахтах со снегом на дне, е – обводненных пещерах. 1-6 — номера климатических зон. Направление движения воздуха в пещерах: синие стрелки — зимой, красные стрелки — летом

Следующая зона – ***переходная*** (3) от холодной (с многолетними льдами) к нейтральной (с устойчивыми слабоизменяющимися на протяжении года положительными температурами). Ее особенность – сезонная

изменчивость температур. В зимний период при отрицательных температурах в переходной зоне формируется сезонное оледенение.

Нейтральная зона (4) постоянных температур воздуха находится в центральных частях пещер. Протяженность зоны зависит от протяженности ходов пещеры и расстояния между входами. При продвижении в сторону от основных воздухопроводящих каналов (в лабиринтовых пещерах) амплитуда годовых колебаний температуры воздуха уменьшается.

Зона положительной температурной аномалии (5) формируется у верхних входов горизонтальных пещер, которые часто представлены трещинами и органными трубами, непроходимыми для человека, поэтому наблюдения в них почти отсутствуют. Отепление зоны до температур, превышающих температуры породы, связано с тем, что поток тепла, поступающий из пещеры зимой, подогревает почвенный слой и породу. Поэтому в зонах выхода теплого воздуха никогда не промерзает грунт. Протяженность этой зоны зависит от ширины щелей и трещин, по которым движется воздух, а также от глубины промерзания пород, в среднем она равна 2 м.

Верхняя выравнивающая зона (6) расположена между внешним климатом и зоной 5. Здесь все аналогично зоне 1, с тем отличием, что контактирует она не с холодной зоной, а с зоной положительной температурной аномалии.

Все эти микроклиматические зоны наблюдаются в достаточно протяженных пещерах (Мавлюдов, 2008). Уменьшение протяжения пещер ведет к сокращению зоны 4, а уменьшение перепада высот между входами — к сокращению протяжения зон 2 и 5, так как уменьшение интенсивности циркуляции воздуха в пещере сокращает приход тепла и холода в полость. В небольших или вертикальных пещерах возможно полное выпадение зоны 3, а также частичное или полное перекрытие зон 2 и 5.

Механизм движения воздуха в **наклонных пещерах** связан с термоциркуляцией воздуха: холодный тяжелый воздух движется вниз по

склону вдоль пола галерей, теплый легкий воздух — вверх по склону вдоль свода галерей. В **наклонных нисходящих пещерах** (рис. 3.3 Б) холодный воздух вытесняет теплый зимой, а летом более легкий теплый воздух не может попасть в холодную полость (Мавлюдов, 2008). Циркуляция воздуха охватывает только наклонную часть пещеры. В протяженных пещерах такой морфологии выделяются 4 климатические зоны: выравнивающая, зона холодной температурной аномалии, переходная, нейтральная зона постоянных температур. Летом выравнивающая зона охватывает входную часть галереи, входной колодец или воронку. Здесь господствуют климатические условия, близкие к поверхностным, так как эта зона хорошо продувается ветрами. Нижняя граница зоны может быть проведена по границе освещенности. Летом поток влаги направлен в пещеру, зимой — из пещеры. В зоне отрицательной температурной аномалии движение воздуха в пещере определяется величиной входа и перепадом высот между входом и концом зоны охлаждения. Чем больше диаметр входа, тем больше скорость движения воздуха у пола галереи в глубь пещеры и тем больше противоток у свода полости из пещеры. Чем круче наклон хода, тем больше скорость движения воздуха. В отличие от горизонтальных пещер, где в зоне отрицательной температурной аномалии наблюдается почти постоянное движение воздуха (зимой вверх, летом вниз), в наклонных пещерах движение воздуха возможно только зимой, а именно тогда, когда температура внешнего воздуха меньше температуры в зоне отрицательной температурной аномалии. В крупных наклонных нисходящих пещерах присутствуют все четыре зоны, а в более мелких полостях могут присутствовать две или одна климатические зоны. Если вход в пещеру невелик и зимой засыпается снегом, то зона отрицательной температурной аномалии развивается незначительно.

Аналогичным является строение климатических зон в **наклонных восходящих пещерах** (рис. 3.3 В). Отепляющее движение воздуха в пещеру происходит под сводом, а вытекание более холодного и тяжелого воздуха —

у пола галереи, за счет чего в пещере сохраняется лед. Весной затекание теплого воздуха в пещеру начинается тогда, когда температура внешнего воздуха превысит максимальное значение температуры в зоне отрицательной температурной аномалии.

Колодцеобразные полости (рис. 3.3 Г) являются теми же наклонными нисходящими пещерами, но с углом наклона галереи, который близок к 90°. Движение воздуха в таких пещерах происходит при тех же условиях, что и в наклонных нисходящих пещерах. Холодный воздух обычно проникает в колодцы в середине ствола, а более теплый поднимается по периметру колодца. В колодцах чаще всего в зимнее время накапливается снег. В зависимости от соотношения глубины колодца, степени его охлаждения, количества выпадающих и наметаемых твердых осадков, количества тепла, приходящего в колодец с жидкими осадками, снег в нем может стаивать или перелетовывать (рис. 3.3 Д). Большое количество снега, попавшего в колодец, гарантирует сохранение нулевых значений температур в нем на протяжении всего теплого периода года и развитие зоны отрицательной температурной аномалии (Мавлюдов, 2008).

Особенностью климатических систем крупных **полостей с водными потоками** (рис. 3.3 Е) является и то, что движение воздуха в них определяется не только перепадами высот между входами, но и отепляющим действием воды. В полостях, где нижний вход является обводненным, нисходящее движение воздуха в верхних частях пещерных систем летом будет противодействовать восходящему движению от нижнего входа. Повышение температуры в зоне «постоянных» температур с увеличением глубины ведет к неизбежному возникновению восходящего движения воздуха под сводами галерей (даже при отсутствии нижнего входа). Расходуемый воздух будет пополняться за счет воздушного потока, захватываемого водным (Мавлюдов, 2008). В целом климатические системы сложных полостей еще слабо изучены.

3.2. Процессы современного минералообразования, связанные с различными микроклиматическими обстановками в полостях карбонатно-сульфатных массивов

Карстовые отложения, сформированные под воздействием природных процессов, Р.А. Цыкиным были систематизированы в три группы (1985):

1. При *остаточных процессах* формируются продукты инконгруэнтного растворения или гидролиза, породы накапливаются на месте образования (*элювиальный процесс*) и нерастворимый остаток карстующихся пород, засоренный обломками коренных пород и веществами из инфильтрационных вод, накапливается в области ближнего переноса (*инфлювиальный процесс*).

2. При *остаточно-инфильтрационных и инфильтрационных процессах* отложение вещества происходит в свободном пространстве трещин, щелей и каверн (*секреционный процесс),* или отложения формируются при замещении с изменением химического состава при взаимодействии породы с раствором или газовой фазой (*метасоматический процесс*).

3. При *осадочных процессах* формируются аллювиальные, делювиальные, пролювиальные, коллювиальные, озерные, кольматационные и гидротермальные отложения, в эту группу также входят натечные образования пещер и механически переотложенные минералы.

Таким образом, был сделан вывод, что абиотические потоки вещества в ландшафте в значительной мере подчинены воздействию силы тяжести и в основном осуществляют внешние связи ландшафта. Вещество литосферы мигрирует в ландшафте в двух основных формах:

1) в виде геохимически пассивных твердых продуктов денудации – обломочного материала, перемещаемого под действием силы тяжести;

2) в виде водорастворимых веществ, то есть ионов, подверженных перемещению с водными потоками и участвующих в геохимических и биохимических реакциях.

Вода внутри карстовых полостей может быть в газообразном, жидком и твердом состоянии. Химизм воды зависит от источника поступления. Атмосферные, конденсационные и талые воды имеют низкую минерализацию (от 50 до 150 мг/дм^3), инфильтрационные и грунтовые воды, прошедшие через почвенный слой и карстовый массив, более минерализованы (от 200 до 3000 мг/дм^3). В зависимости от того, в какой микроклиматической зоне и при какой температуре из раствора, имеющего одинаковый состав, кристаллизуются минералы, они несут индикаторные признаки в своей морфологии, химическом и изотопном составе. Геохимические обстановки минералообразования в карстующихся массивах рассмотрены в целом ряде работ (Gunn, 2004; Ford, Williams, 2007). Особенно большое количество публикаций посвящено образованию водных хемогенных отложений в карбонатных пещерах. Наиболее известная обобщающая работа впервые была издана в США (Hill, Forti, 1997).

Процессы современного минералообразования, происходящие в карбонатно-сульфатных массивах, имеют более сложный характер и на сегодняшний день изучены недостаточно (Горбунова, 1979). Из различных микроклиматических зон Кунгурской Ледяной пещеры были отобраны пробы, как в наиболее представительном объекте для выявления связи вторичной минерализации с температурными условиями. Особенности структурно-вещественного изменения карстующейся толщи рассмотрены на примере коры выветривания и коренных пород, вскрытых скважиной № 4443 на Ледяной горе (Калинина, 2013; Кадебская, Калинина, 2014).

3.2.1. Характеристика карбонатного материала из разреза скважины и отложений Кунгурской Ледяной пещеры

Разрез по скважине № 4443 с положением исследованных проб карбонатного материала показан на рис. 3.4. Четыре из них отобраны из коры выветривания, а две – из коренного массива.

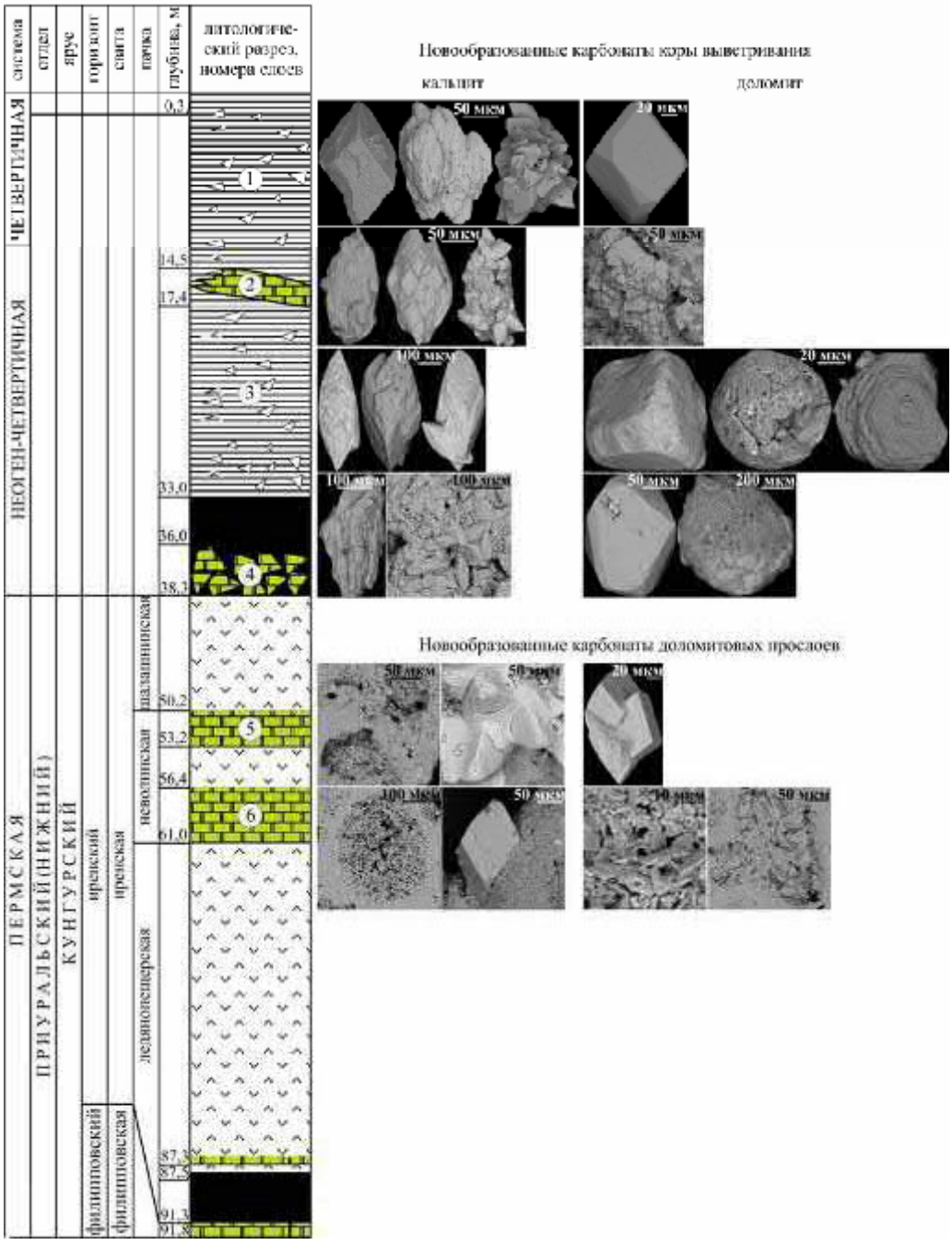


Рис. 3.4. Морфология новообразованных карбонатов в разрезе «Ледяная гора» (по скв. № 4443)

Верхняя часть разреза представлена неоген-четвертичной корой выветривания мощностью до 35-38 м, сложенной известковистой глиной с дресвяно-щебневым материалом. В верхней части (до глубины 14,5 м) обломки представлены тонкослоистым алевролитом и аргиллитом, а в нижней (17,4-33,0 м) – пелитоморфным доломитом с ячеисто-кавернозным строением. В интервале 14,5-17,4 м вскрывается пелитоморфный тонкослоистый известковистый доломит, залегающий под углом 25-30°, являющийся, вероятно, ксенолитом елкинской пачки иренской свиты. На контакте коры выветривания и подстилающих сульфатов шалашнинской пачки иренской свиты вскрыта карстовая полость (интервал глубин 33,0-38,3 м) с глинисто-дресвяными отложениями, в составе которых присутствуют карбонатные обломки.

Проба 1 отобрана из верхней части разреза (0,3-14,5 м). Здесь новообразованный кальцит отмечен в глинистой массе и на стенках трещин, где он представлен одиночными кристаллами, сростками и сложными агрегатами, которые образованы гранями острого, промежуточного и тупого ромбоэдра (гладкогранные и корозионно-регенерационные). Здесь также зафиксированы ромбоэдры (в комбинации с пинакоидом) доломита. На поверхности карбонатов наблюдаются микровыделения пирита, барита, почки и пленки гидроксидов железа и марганца.

Проба 2. Аутигенный кальцит из ксенолита елкинской пачки в большинстве случаев отмечен в виде одиночных индивидов ромбоэдрического габитуса и их агрегатов, а также друз и щеток на поверхности микротрещин. Индивиды характеризуются блочной поверхностью, вершины некоторых расщеплены.

Проба 3. Новообразованный кальцит в нижней части разреза (интервал глубин 17,4-33,0 м) аналогичен кальциту из пробы 1. Здесь также отмечены одиночные индивиды ромбоэдрического габитуса и их агрегаты. Нередко кальцит, иногда в ассоциации с пинакоидами и ромбоэдрами доломита, формирует друзы и щетки на стенках трещин и поверхности обломков

пелитоморфного известковистого доломита. Доломит также отмечен в виде небольших (до 50-70 мкм) сферул блочного строения. Грани кристаллов карбонатов осложнены ростовыми (блочность, расщепление) и коррозионными элементами. На поверхности карбонатов отмечены многочисленные микровыделения и кристаллы барита (с примесью стронция до 21,95 ат.%), реже пленки и почковидные образования гидроксидов железа и марганца.

Проба 4. Аутигенный кальцит из глинисто-дресвяных отложений карстовой полости (интервал глубин 33,0-38,3 м) отмечен в виде друз и щеток на поверхности обломков и перекристаллизованных оолитов доломита. Среди акцессорных минералов этой зоны отмечен лишь барит, в составе которого отмечена примесь стронция (до 3,08 ат. %).

Пробы 5 и 6 отобраны из коренного массива: верхнего и нижнего доломитовых прослоев неволинской пачки. Верхний доломитовый прослой сложен тонкослоистой до массивной пелитоморфной породой, дезинтегрированной до дресвяно-щебнисто-пелитового материала. В пределах слоя отмечены участки, где доломит представлен массивной мелкозернистой породой (проба 5), с кавернами, стенки которых инкрустированы ромбоэдрами (до 1 мм) кальцита, реже доломита. Основная масса породы сложена ромбоэдрами доломита (до 10 мкм) с небольшими реликтовыми участками исходного пелитоморфного известковистого доломита. На поверхности доломита замечены розетковидные агрегаты гипса, ажурные корочки флюорита, глобули гидроксидов железа и примазки гидроксидов марганца, состав которых отвечает формуле асболана ($Ni_{0-0,05}Co_{0,58-0,64}$)$Mn_{1,34-1,42}(O, OH)_4 \cdot nH_2O$. Среди акцессорных минералов отмечены крупные (до 0,5 мм) индивиды целестина призматического габитуса.

Нижний прослой неволинской пачки в верхней части представлен тонкослоистым пелитоморфным известковистым доломитом, здесь зафиксированы строматолитоподобные постройки (мощностью до 40-45 см). Ниже по разрезу доломит приобретает массивную текстуру и оолитовую

структуру. Оолиты имеют размер 1-1,2 мм и характеризуются концентрическим строением (от 5 до 12 слоев). В качестве цемента на отдельных участках выступает пелитоморфный доломит, а на других – пойкилитовый гипс. Фиксируются участки, на которых доломит имеет высокую пористость, где оолиты сцементированы крустификационным кальцитом (проба 6). Оолиты, практически во всех случаях пористые за счет выщелачивания известковой составляющей, сложены пинакоидальными индивидами, иногда футляровидного строения (рис. 3.5).

Рис. 3.5. Ряд последовательной трансформации оолитов (размер от 0,1 до 1 мм):
1 – исходные оолиты известковистого доломита; 2 – оолиты с выщелоченным ядром;
3 – полупрозрачные перекристаллизованные оолиты кальцитового состава;
4 – с друзовидно-секреционным ядром; 5 – оолиты обросшие кристаллами кальцита;
6 – агрегаты с новообразованным кальцитовым цементом; 7 – фрагменты кавернозного апооолитового агрегата кальцитового состава

Внутри и на поверхности оолитов нередко присутствуют более крупные пинакоидальные индивиды доломита, ромбоэдры кальцита, дипирамидальные кристаллы кварца, пойкилокристаллы целестина и гипса. В составе последнего зафиксированы реликты ангидрита и микровыделения флюорита и целестина. На контакте с ледянопещерской пачкой расположен тонкослоистый, а также среднеслоистый пелитоморфный доломит. В нижней

части слоя отмечаются небольшие линзы, реже гнезда и отдельные желваки (до 1,5 см) мелкозернистого гипса.

Для исследования минералообразования в пещере были отобраны 6 проб (рис. 3.6).

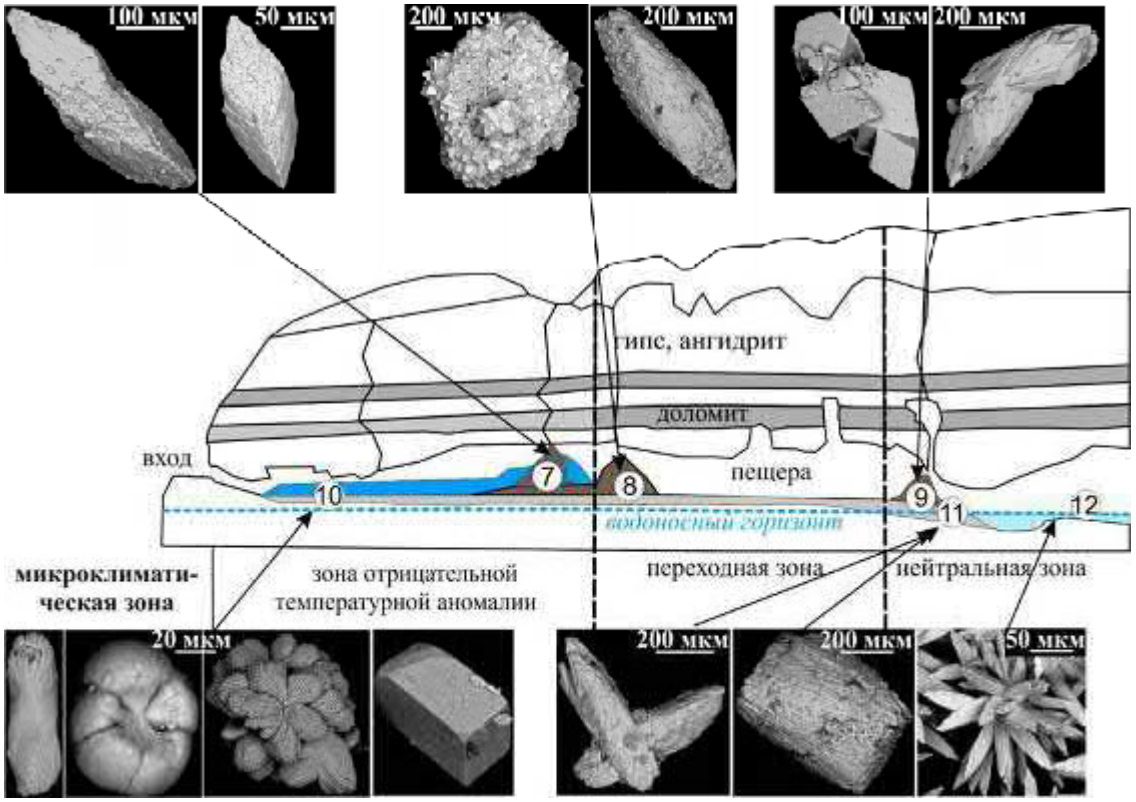


Рис. 3.6. Морфология новообразованных карбонатов из льда, провально-осыпных конусов и озер в различных микроклиматических зонах Кунгурской Ледяной пещеры

Три пробы взяты из глинистых отложений под органными трубами (пробы 7-9) в различных климатических зонах (рис. 3.7), другие – с поверхности наледи (проба 10), из периодически затапливаемых глинистых отложений (проба 11) и с поверхности подземного озера (проба 12).

Пробы 7-9. Материал отбирался в проходе Полярный – Данте (зона постоянных отрицательных температур), в проходе Крестовый – Руины (переходная зона), в гроте Эфирный (нейтральная зона). Отложения осыпей под устьями органных труб представлены глинистым материалом с обломками сульфатных и карбонатных пород из ледянопещерской и неволинской пачек.

Рис. 3.7. Места отбора проб из провально-осыпных конусов под органными трубами в разных микроклиматических зонах в Кунгурской Ледяной пещере

Отбор проб объемом 8 литров производился в июле 2009 г. с поверхности осыпи. Общая характеристика проб приведена в табл. 3.1.

Таблица 3.1

Общая характеристика проб отложения провально-осыпных конусов под органными трубами

№	Климатическая зона	Местоположение	Вес, кг	Влажность	Особенности
1	Холодная (постоянных отрицательных температур)	проход Полярный – Данте	7	сухая	материал с органическим веществом, рассыпчатый, легкий
2	Переходная (зимой отрицательные температуры, летом положительные)	проход Крестовый – Руины	14	водонасы-щенная	тяжелая
3	Теплая (температура в пещере и карстовом массиве одинакова)	грот Эфирный	9	водонасы-щенная	на поверхности осыпи отмечено наличие желобков, по которым стекает вода из органной трубы

Пробы подвергались мокрому рассеву и были разделены согласно ГОСТу 12536-79 «Грунты» на следующие классы: глинистые частицы (менее 0,1 мм), песок (0,1-1 мм), мелкая дресва (1-5 мм), крупная дресва (5-10 мм), мелкий щебень (5-10 мм), крупный щебень (10-100 мм).

Для каждого класса проводились определения литологического состава обломков и их количественного содержания (рис. 3.8).

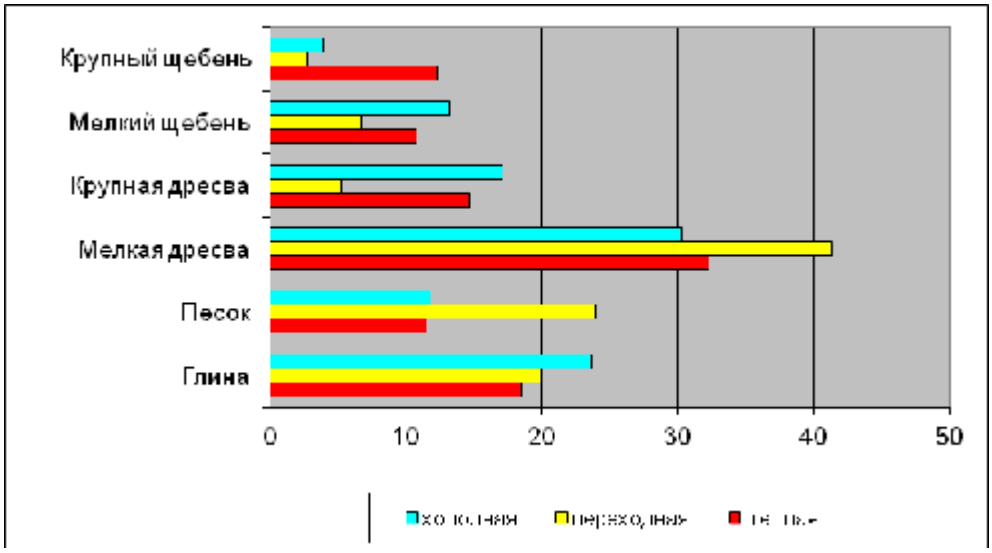


Рис.3.8. Количественное соотношение обломков по фракциям в осыпях, находящихся в разных микроклиматических зонах

Вследствие инертности процессов трансформации вещества в холодной зоне соотношения различных размерных фракций в этих отложениях можно оценивать как исходные или эталонные. В сравнении с ними в переходной зоне происходит увеличение доли мелких классов и уменьшение количества крупных обломков, а в теплой зоне – наоборот. Подобное изменение гранулометрического состава связывается в первом случае с морозным выветриванием (дезинтеграцией), а во втором – с промыванием осыпных отложений стекающей водой.

Изучение литологического состава крупнообломочной (более 1 мм) фракции показало, что осыпи всех микроклиматических зон сложены обломками следующих пород: пелитоморфный доломит, оолитовый известковистый доломит (в различной степени кальцитизированный и перекристаллизованный), брекчия кальцитового состава и гипс (рис. 3.9).

Доломитовые породы происходят из неволинской пачки, а брекчия является продуктом переотложения карбонатного материала в промежуточных полостях карстующегося массива. Гипс зафиксирован только в холодной и переходной зонах и мог попадать в осыпи из неволинской и ледянопещерской пачек. Сульфатные минералы разных микроклиматических зон будут рассмотрены ниже.

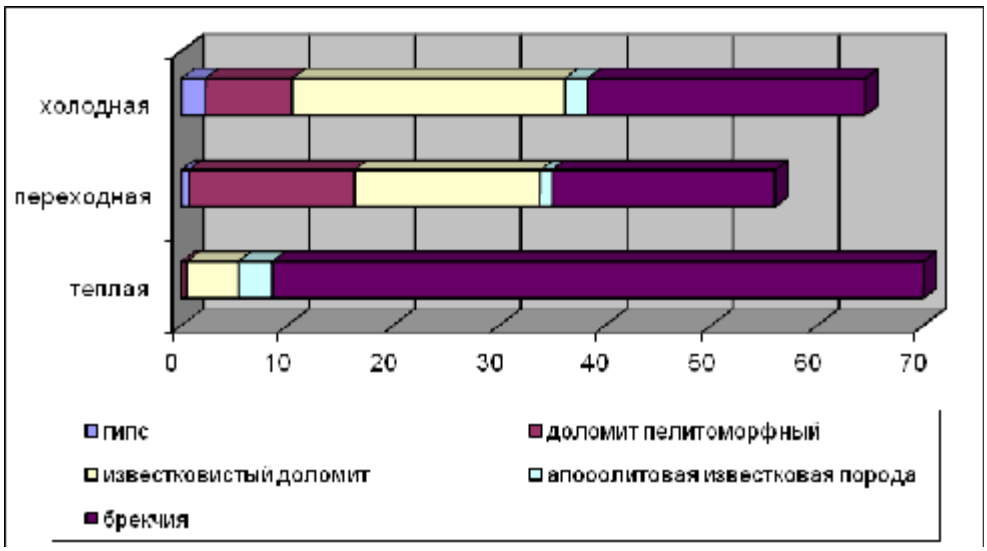


Рис. 3.9. Литологический состав крупнообломочной фракции в осыпях разных микроклиматических зон (разница от 100 % приходится на мелкообломочную фракцию)

Отсутствие сульфатных пород в теплой зоне и пониженное содержание их в переходной, безусловно, говорят об активности процессов растворения в самой осыпи. Незакономерное изменение количества карбонатных пород (брекчии и доломитов) может отражать различную гипергенную трансформацию пород в карстовом массиве.

Количественный минералогический анализ песчаной фракции осыпей показал постоянное присутствие незначительного количества (менее 2%) кварца, кремня, аргиллита, гидроксидов железа. Преобладающими же являются обломки кальцитовых брекчий и доломитовых оолитов (рис. 3.10). Сульфаты представлены двумя разностями: обломки мелкозернистого гипса (алебастр) и идиоморфные кристаллы.

Отсутствие пелитоморфного доломита может говорить о его переходе в пелитовую (глинистую) фракцию мимо песчаной в процессе выветривания. Присутствие кристаллов гипса в переходной зоне позволяет предположить, что в процессе растворения обломочного алебастра образуются крупные новообразованные индивиды гипса.

Изучение новообразованных карбонатных фаз показало, что они представлены кальцитом и очень редко доломитом.

Для кальцита характерен близкий набор морфологических типов кристаллов. Это ромбоэдрические кристаллы, относительно непрозрачные кремовые, более острые бесцветно-желтоватые и острые бесцветные (рис. 3.11). В холодной зоне количество новообразованных карбонатов минимально: в основном присутствуют единичные индивиды с расщепленной поверхностью.

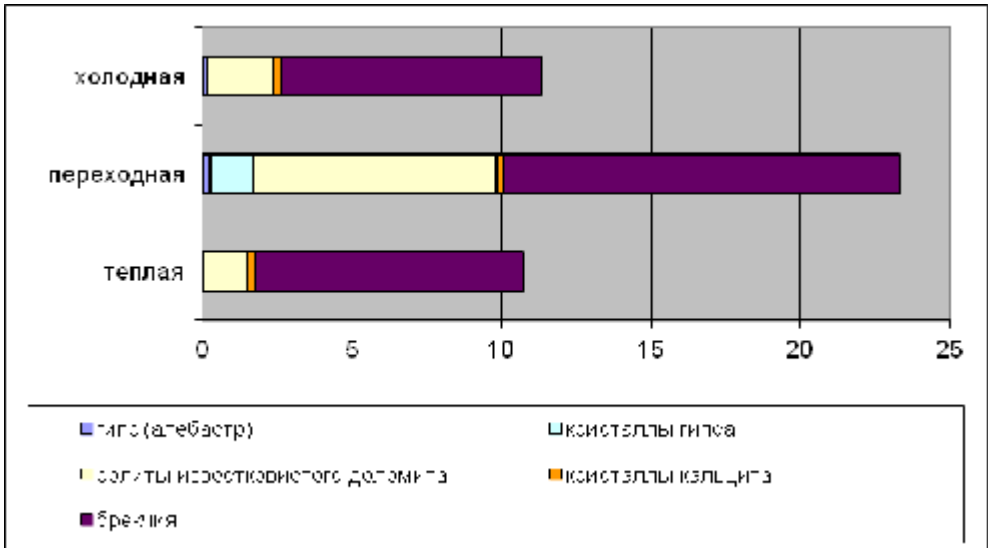


Рис. 3.10. Литолого-минералогический состав песчаной фракции

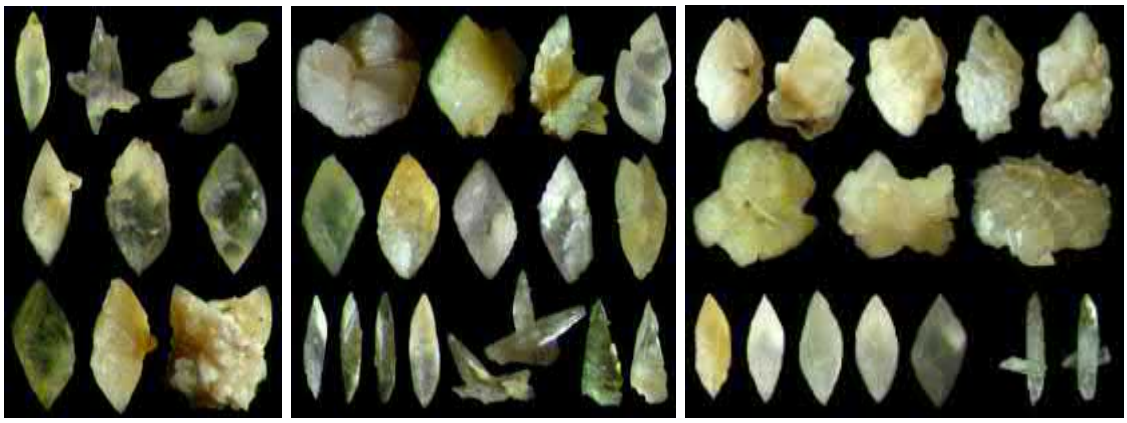


Рис. 3.11. Морфология кальцита (размер от 0,1 до 1 мм) из зоны отрицательной температурной аномалии, переходной и нейтральной зон

В осыпи **нейтральной зоны**, кроме отдельных кристаллов и сростков, отмечаются также более сложные конкрециевидные агрегаты и корочки, а в переходной – брекчиевидные агрегаты с новообразованным кальцитовым цементом (рис. 3.12). В осыпи переходной зоны зафиксированы отдельные

индивиды кальцита с регенерированной поверхностью и футляровидный доломит, что может говорить о наибольшей активности проявившихся здесь минералообразующих процессов.

Рис. 3.12. Общий вид и детали строения новообразованной брекчии (размер обломков от 1 до 5 см), сцементированной и обросшей кристаллами кальцита, из переходной зоны

Проба 10. Специфическим образованием **зоны отрицательной температурной аномалии** Кунгурской Ледяной пещеры является так называемая криогенная мука, сложенная микрокристаллами (20-60 мкм), которые формируются при вымораживании поступающих в пещеру сульфатно-кальциевых вод (Андрейчук, 1989). Мука в основном представлена кристаллами гипса (95-97 об.%), а на кальцит, доломит и целестин приходится не более 3-5 об.%. Кальцит представлен в основном расщепленными ромбоэдрами и сферолитами, а доломит – кристаллами, образованными гранями тупого ромбоэдра и пинакоида (рис. 3.13).

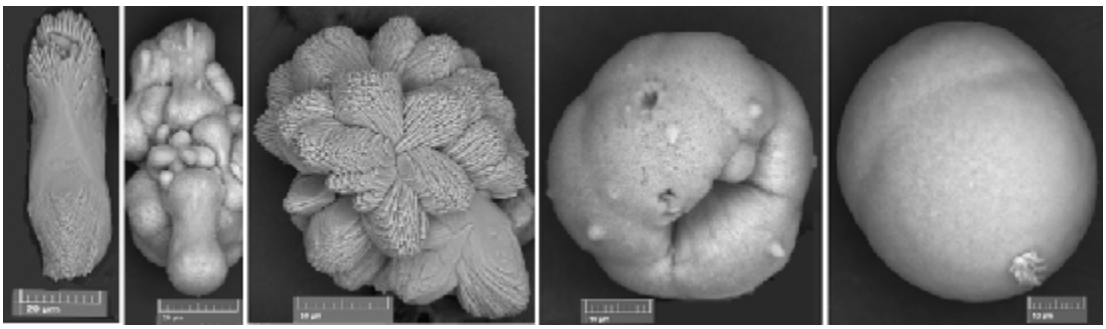


Рис. 3.13. Морфология кристаллов криогенного кальцита из муки

Проба 11 отобрана в проходе между гротами Центральный и Колизей (**нейтральная зона**) из глинистых отложений (песок – 5 об.%, дресва – 5 об.%), которые в периоды максимальных паводков находятся под водой разлившихся пещерных озер. Кроме обломков гипса, доломита и аргиллита, здесь зафиксированы стяжения гидроксидов марганца и кристаллы кальцита. Последние имеют бочонковидную форму и образованы гранями острого ромбоэдра и пинакоида. Кальцит также представлен в виде корочек (головки кристаллов ориентированы внутрь) на обломках гипса и отдельных кристаллов и их сростков на корродированной поверхности реликтового гипса (рис. 3.14).

Рис. 3.14. Бочонковидный кальцит из глинистых отложений

Проба 12. Кальцит был зафиксирован и на поверхности озера в гроте Близнецы (теплая зона), где он слагает плавающие пленки (raft – по Hill, Forti, 1997). На контакте воздух-вода также зафиксировано образование кальцита в виде «карнизов» на поверхности стен пещеры (рис. 3.15). На поверхности водоемов и стен, характеризующихся постоянным плоскостным

стоком и обогащением углекислым газом, происходит связывание кальция в минеральную фазу.

Рис. 3.15. Кальцитовые пленки на поверхности Бирюзового озера и кальцитовые «карнизы» на субвертикальной стенке в гроте Грязный

Пленки отбирались в летнюю межень, когда уровень озер был минимальный, а поверхность озера была покрыта почти сплошным слоем кристаллических образований. В краевых частях озера некоторые пленки высохли и свободно лежали на крупных обломках гипса и глины.

Первые описания кальцитовой пленки на поверхности озер в Кунгурской Ледяной пещере дал Е.П. Дорофеев (1966). В журнале наблюдений он приводил данные о наличии и характере пленок на разных озерах на протяжении 10 лет (более 800 наблюдений). Сведений о минералогическом составе пленок немного (Молоштанова и др., 2001).

Изучение минеральных пленок с поверхности озера в гроте Близнецы из теплой части пещеры показало, что они представляют собой друзовидный агрегат острых ромбоэдрических кристаллов кальцита, ориентированных вершинами вниз (рис. 3.16). Отмечено, что более крупные кристаллы слагают как отдельные сростки на поверхности друзы, так и краевые части минеральных корок. Мелкие, а также крупные индивиды осложнены за счет расщепленности.

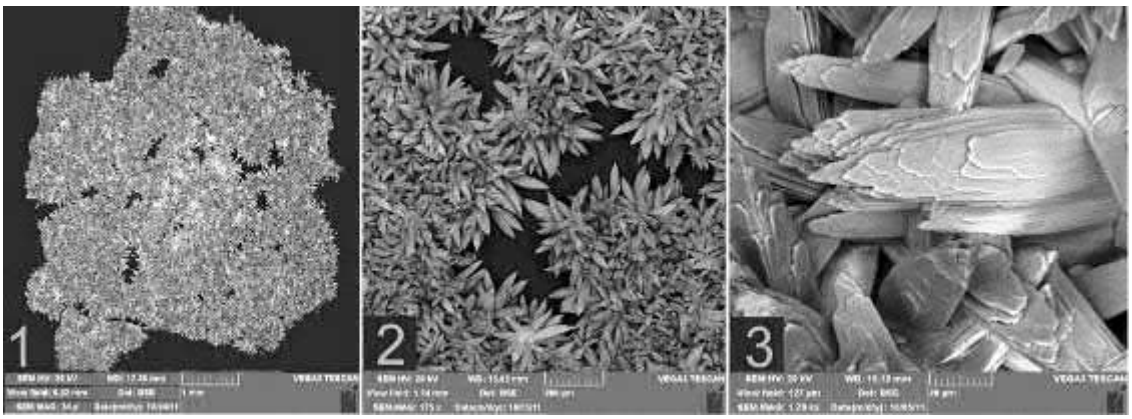


Рис. 3.16. Кальцитовые пленки на поверхности озер: 1 – общий вид, 2 – относительно крупные кристаллы кальцита, представленные отдельными сростками на друзовидной корочке, 3 – расщепленные индивиды кальцита

Формирование агрегатов на поверхности озер свидетельствует о том, что пересыщение и минералообразование происходят только в поверхностном слое воды при испарении.

Микроскопические исследования показали, что в составе пленки имеются образования кальцита двух форм: кристаллы первой генерации служат «затравками» и имеют хорошо образованные грани размером 0,01 мм; кристаллы второй генерации имеют размеры не более 0,005 мм и скрепляют отдельные индивиды, образуя сплошную пленку толщиной до 0,02 мм.

Формирование пленок связано с дегазацией углекислого газа и образованием зоны пересыщения в приповерхностном слое воды. Образование плотной кальцитовой корочки способствует возникновению на ее неровной поверхности микроводоемов, из которых происходит испарение воды и отложение минералов подобно тому, как происходит осаждение солей в условиях аридного климата.

3.2.2. Индикаторные отличия в химическом и изотопном составе новообразованных карбонатов карбонатно-сульфатных массивов

Химический анализ новообразованных карбонатов (кальцита и доломита) коры выветривания (рис. 3.17 в) показал, что их состав отвечает теоретической формуле.

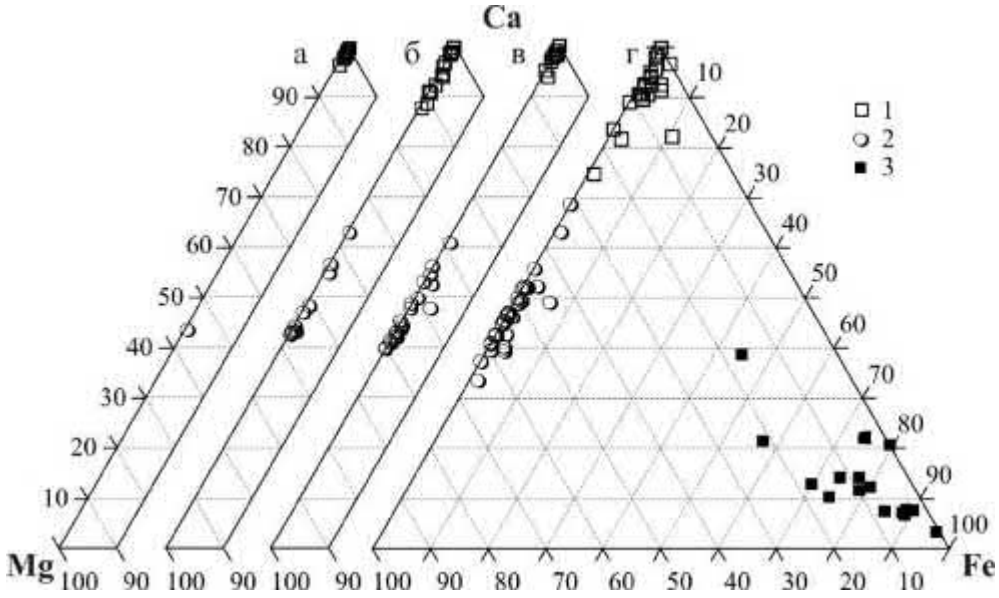


Рис. 3.17. Соотношение Mg-Ca-Fe в карбонатах из аккумуляционных конусов, криогенной муки и кальцитовых озерных пленок (а), из карстовой полости в шалашнинской пачке (б), из коры выветривания (в) и из прослоев оолитового доломита неволинской пачки (г) (ат. %): 1 – существенно кальцитовые; 2 – доломитовые; 3 – сидеритовые

Незначительная примесь магния (до 2,01 ат. %) и железа (до 1,72 ат. %) отмечена лишь во вторичном кальците из первой пробы. В отличие от них, новообразованные карбонаты из глинисто-дресвяных отложений карстовой полости (проба 4) показывают вариацию состава (рис. 3.17 б).

Так, содержание магния и железа в кальците достигает 11,68 и 1,02 ат. % соответственно, а кальция и железа в доломите – 43,15-63,12 и 1,05 ат. %. Вторичные карбонаты неволинской пачки (пробы 5 и 6) по составу могут быть разделены на три группы (рис. 3.17 г): существенно доломитовые, кальцитовые (в том числе высокомагнезиальные) и сидеритовые (сидерит-доломитовые и сидерит-анкеритовые).

Локальный химический анализ карбонатов из различных климатических зон пещеры выявил незначительное количество примесей (рис. 3.17 а). Однако сопоставление карбонатов из минеральных пленок, образованных на поверхности озер холодной и теплой зон, показало, что для первых характерно накопление натрия (до гейлюсита) и магния (до магнезиального кальцита), а для вторых – только магния (до доломита).

Анализ изотопного состава незатронутых процессами гипергенеза известковистых доломитов иренской и филипповской свит показал, что их изотопный состав кислорода отличается от современных и более древних эвапоритов и находится в соответствии с глобальной тенденцией утяжеления от докембрия до четвертичного периода (рис. 3.18). Исследованные доломиты по изотопному составу отвечают составу карбонатов пермского цехштейнового бассейна Западной Европы (Калинина, 2014).

Вторичный кальцит из коры выветривания отличается от первично-осадочных карбонатов более легким составом углерода (от –3,0 до –6,9‰,) и кислорода (от –10,5 до –11,4‰). Для новообразованных карбонатов из аккумуляционных конусов под устьями органных труб в Кунгурской Ледяной пещере прослеживается та же закономерность: $\delta^{13}C$ изменяется от –0,5 до –7,7‰, а $\delta^{18}O$ – от –8,7 до –10,4‰. Выявленные признаки позволяют предполагать, что кристаллизация вторичного кальцита в пещере и коре выветривания происходит одинаково. Питающим раствором являются инфильтрационные изотопно-легкие (атмогенные) воды, проходящие через почвы, содержащие органическое вещество и обогащенные ^{12}C, по сравнению с первично-осадочной породой. Утяжеление изотопного состава кислорода карбонатов из пещерных отложений, по сравнению с карбонатами коры выветривания, может свидетельствовать о происходящем при инфильтрации атмосферных вод фракционировании.

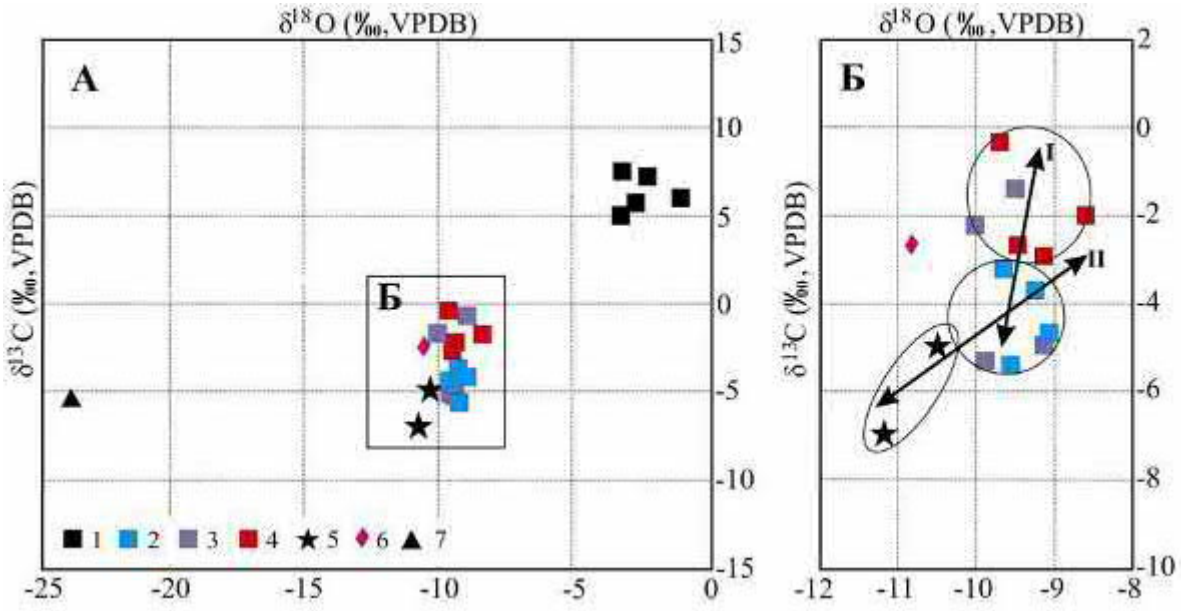


Рис. 3.18. Изотопный состав первично-осадочных и вторичных карбонатов Ледяной горы: 1 – первично-осадочные известковистые доломиты кунгурского яруса нижней перми (Калинина, 2014); 2-4 – новообразованный кальцит из осыпей Кунгурской Ледяной пещеры (зоны: 2 – холодная; 3 – переходная; 4 – теплая); 5 – кальцит из коры выветривания (Калинина, 2014): 6 – кальцитовая пленка с поверхности озера; 7 – карбонат из криогенной муки грота Полярный. Стрелочками показаны вариации изотопного состава карбонатов, связанные с микроклиматической зональностью пещеры (I) и положением в разрезе (II)

Анализ изотопного состава карбонатов из осыпей различных микроклиматических зон Кунгурской Ледяной пещеры показал, что в теплой зоне $\delta^{13}C$ варьируется от –0,5 до –3,0‰, а в холодной от –3,3 до –5,1‰. Изотопный состав кальцита в переходной зоне близок к карбонатам как теплой, так и холодной зон.

Кальцитовые пленки с поверхности озер в теплой зоне сопоставимы ($\delta^{13}C$ = –2,8‰, $\delta^{18}O$ = –10,8‰) с обычными натечными образованиями пещер (Zak, 2012), которые связываются с разложением гидрокарбоната и дегазацией CO_2.

Состав криогенного кальцита ($\delta^{13}C$ = –5,5‰, $\delta^{18}O$ = –23,7) из холодной зоны Кунгурской Ледяной пещеры резко отличается от состава кальцита из осыпей и коры выветривания.

Исследование процессов карбонатного минералообразования в условиях криогенеза позволило выявить два тренда фракционирования (Zak,

2012). Первый характеризуется ростом содержания ^{13}C при почти постоянном значении $\delta^{18}O$ и реализуется при быстрой (шоковой) кристаллизации и фракционировании подвижного ^{12}C в углекислый газ. Здесь главным фактором является кинетический, связанный с быстрым удалением CO_2 и неравновесным испарением воды. Замораживание происходит настолько быстро, что фракционирование изотопов кислорода между водой и льдом не происходит.

Второй тренд определяется невозможностью дегазации CO_2, например, если на поверхности воды существует ледяная корка. В кристаллической структуре льда происходит фиксация тяжелого изотопа кислорода ^{18}O, а в остаточных растворах, из которых происходит кристаллизация карбонатов, остается изотопно-легкий кислород (Zak, 2012). Насыщенность карбонатной муки легким изотопом может быть связана с медленным замерзанием растворов внутри льда. Однако схожее изотопное диспропорционирование может быть также результатом массовой кристаллизации из растворов гипса, связывающего тяжелый изотоп ^{18}O.

Таким образом, изучение строения карбонатов в разрезе карбонатно-сульфатного массива Ледяная гора показало, что в процессе гипергенеза они испытывают структурно-вещественные изменения. В результате взаимодействия первично-осадочных известковистых доломитов неволинской пачки с насыщенными сульфат-ионом инфильтрационными водами происходит выщелачивание известковой составляющей, перекристаллизация доломита и переотложение элементов, находившихся ранее в виде изоморфной примеси, в виде собственных минеральных фаз (сидерит, целестин, барит, гидроксиды железа и марганца и др.) (Калинина, 2013). Присутствие минералов железа и марганца с различной степенью окисления (карбонаты и гидроксиды) свидетельствует о неравновесности условий, в которых происходило изменение исходных пород.

Химический анализ новообразованных карбонатов позволил показать, что их состав определяется положением в разрезе. Так, вторичные карбонаты

из коры выветривания, которая характеризуется активным проявлением процессов выщелачивания, не содержат примесей. Карбонаты из нижележащей карстовой полости в кровле шалашнинской пачки и доломитовых прослоев неволинской пачки отличаются значительными вариациями состава (Ca, Mg, Fe), что дает основание сопоставлять их с зоной вторичного обогащения, реализуемой на карбонатном барьере. Существенное преобладание в верхней части коры выветривания более легкорастворимого кальцита позволяет предполагать, что новообразованные минералы являются не продуктом трансформации исходного материала карбонатных пачек иренской свиты, а образуются при взаимодействии сульфатно-кальциевых вод с атмосферным или биогенным углекислым газом.

Незначительное количество примесей в карбонатах из разных микроклиматических зон Кунгурской Ледяной пещеры может говорить о несущественном влиянии температуры на состав новообразованных фаз. Микроклимат определяет только активность процессов минералообразования, проявленных в морфологическом разнообразии образующихся кристаллов и агрегатов кальцита и доломита, а также вариации изотопного состава $\delta^{13}C$ (в теплой зоне – от –0,5 до –3,0‰, а холодной – от –3,3 до –5,1‰).

3.2.3. Характеристика сульфатов и боратов из пород и микроклиматических зон в Кунгурской Ледяной пещере

В отложениях коры выветривания (интервал глубин 0,3-38,3 м), представленной известковистой глиной с дресвяно-щебневым материалом, обломков гипса и новообразованных сульфатов не встречено.

Проба 1. Шалашнинская пачка (38,3-50,2 м) в верхней части представлена гипсом с мелкокристаллической структурой и лентовидно-желваковым строением (рис. 3.19 а). В средней части разрез сменяется

толстослоистой массивной мелкозернистой ангидрит-гипсовой породой с небольшими включениями глинисто-карбонатного вещества (рис. 3.19 б). В подошвенной части пачка сложена линзовидно-желваковым мелкозернистым, а также среднезернистым гипсом (рис. 3.19 в). Здесь отмечены единичные желваки улексита размером до 3-4 мм.

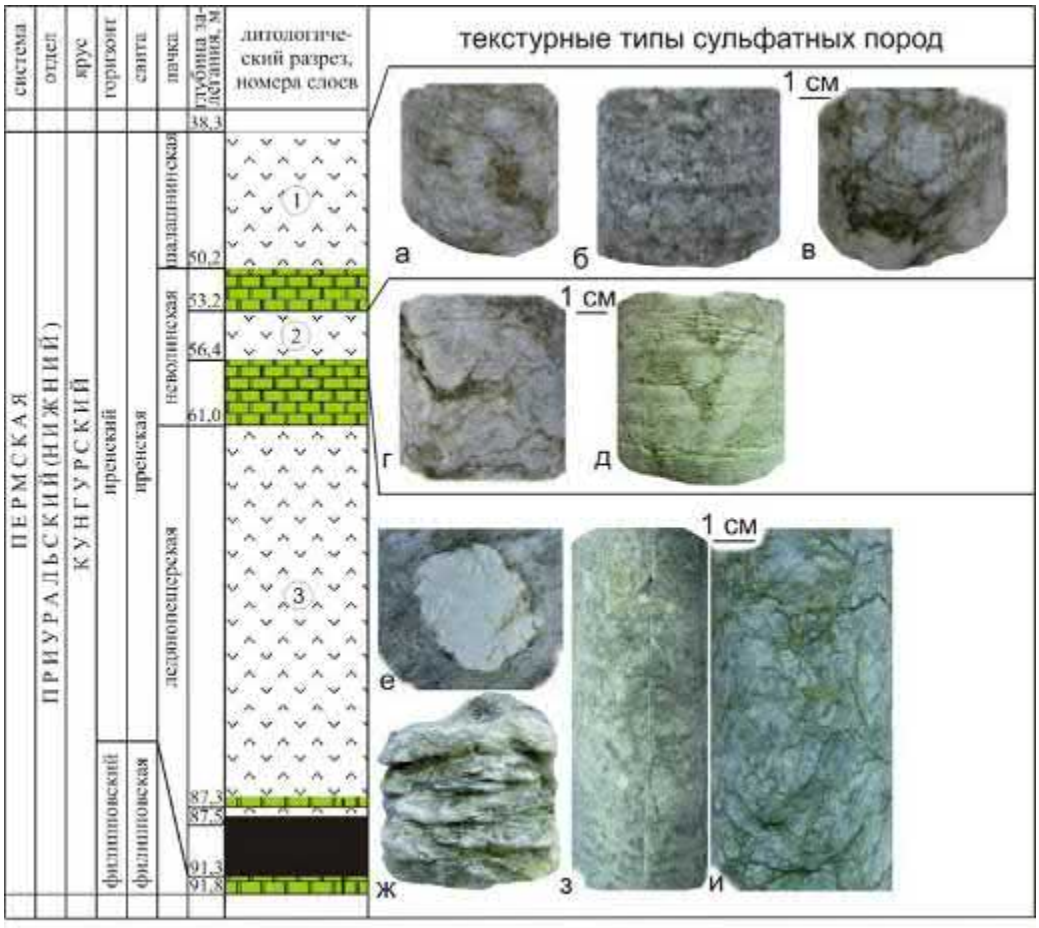


Рис. 3.19. Текстурные типы сульфатных пород шалашнинской, неволинской и ледянопещерской пачек в разрезе «Ледяная гора» (по скв. № 4443)

Проба 2. Прослой гипса в средней части неволинской пачки (53,2-56,4 м) имеет мощность 3,2 м. Гипс мелко-, среднезернистый от массивного в верхней части интервала до линзовидно-желвакового (рис. 3.19 г) и желвакового в нижней.

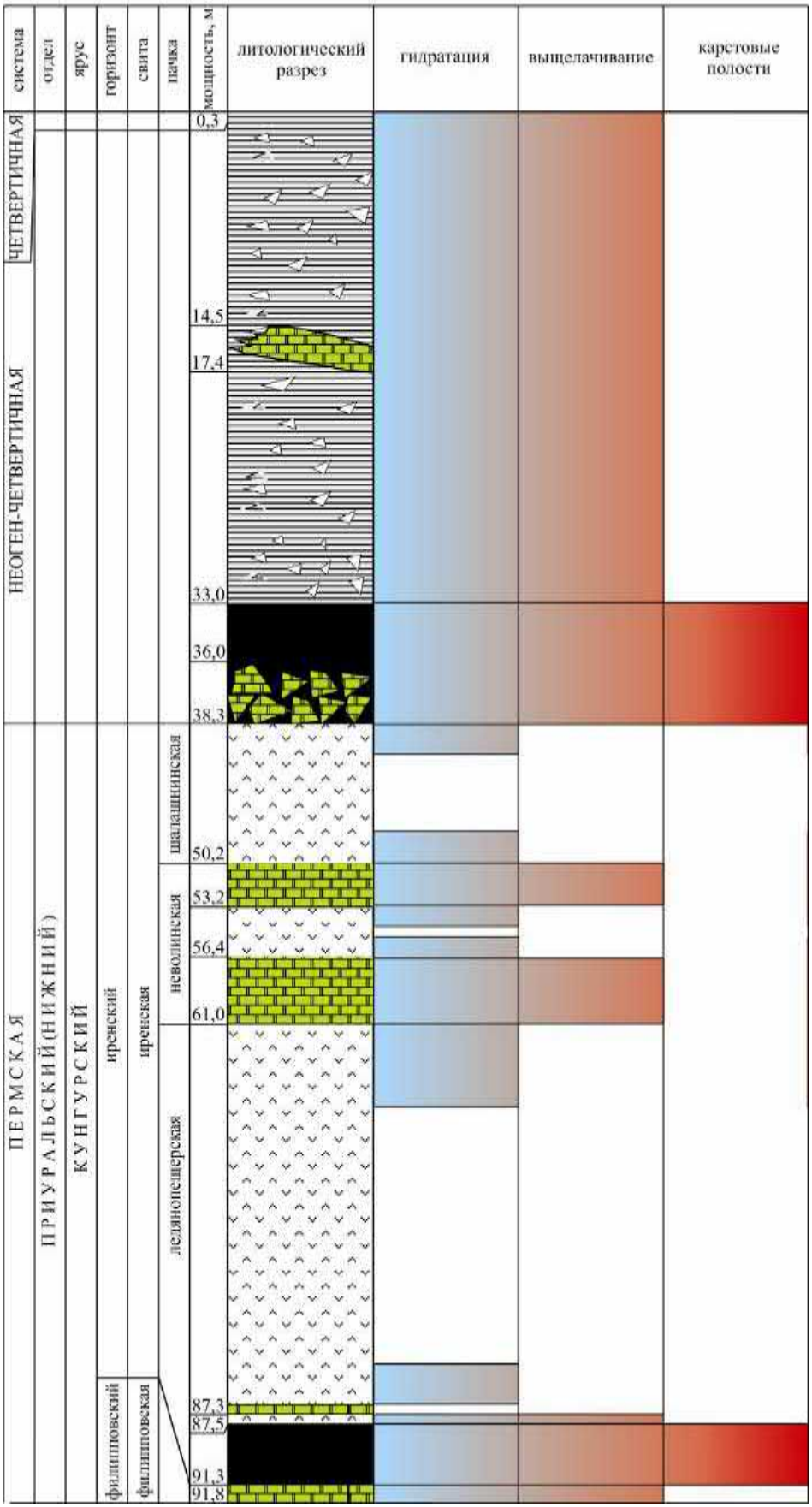


Рис. 3.20. Активность проявления растворения и гидратации по разрезу Ледяной горы (по материалам бурения скважины 4443)

В подошве прослоя зафиксированы небольшие шевронные структуры (рис. 3.19 д). В интервале глубин 54,2-55,0 м в породе отмечаются редкие реликты серо-голубого ангидрита.

Проба 3. Ледянопещерская пачка (61,0-87,5 м) сложена мелкозернистым ангидритом, который в верхней и нижней части прослоя гидратирован и превращен в мелко-, среднезернистый гипс (рис. 3.19 ж). Толща характеризуется постепенной сменой текстуры: от массивной и слоистой (рис. 3.19 з-и) в центральной части до линзовидно-желваковой и желваковой в краевых. В подошве сульфатного прослоя фиксируются теневые шевронные структуры. В интервале 79,7-80,1 и 84,0-84,4 м в породе отмечены желваки улексита размером 1-5 мм (рис. 3.19 е).

Основным гипергенным процессом сульфатных пачек в карстовом массиве является гидратация ангидрита и последующее растворение гипса. Наиболее активно такие процессы происходят на границе карбонатных и сульфатных пород (рис. 3.20). Новообразованных сульфатных минералов в разрезе не наблюдается, так как из карстового массива в процессе инфильтрации и конденсации воды сульфаты растворяются и выносятся в карстовую полость, где происходит их вторичная кристаллизация.

Для исследования минералообразования сульфатов в разных микроклиматических зонах пещеры были отобраны 10 проб (рис. 3.21).

Минералообразование в зоне отрицательной температурной аномалии. *Проба 4* была отобрана с поверхности наледей и изо льда в гротах Первый, Бриллиантовый, Полярный, Крестовый. Так как здесь постоянные отрицательные температуры, то основным процессом минералообразования в этой зоне является криогенная минерализация сульфатно-кальциевых вод. Зимой лед интенсивно испаряется под действием низких температур и большой скорости воздушного потока, идущего через входной тоннель и старый вход с поверхности, и высвобождает образованные минералы.

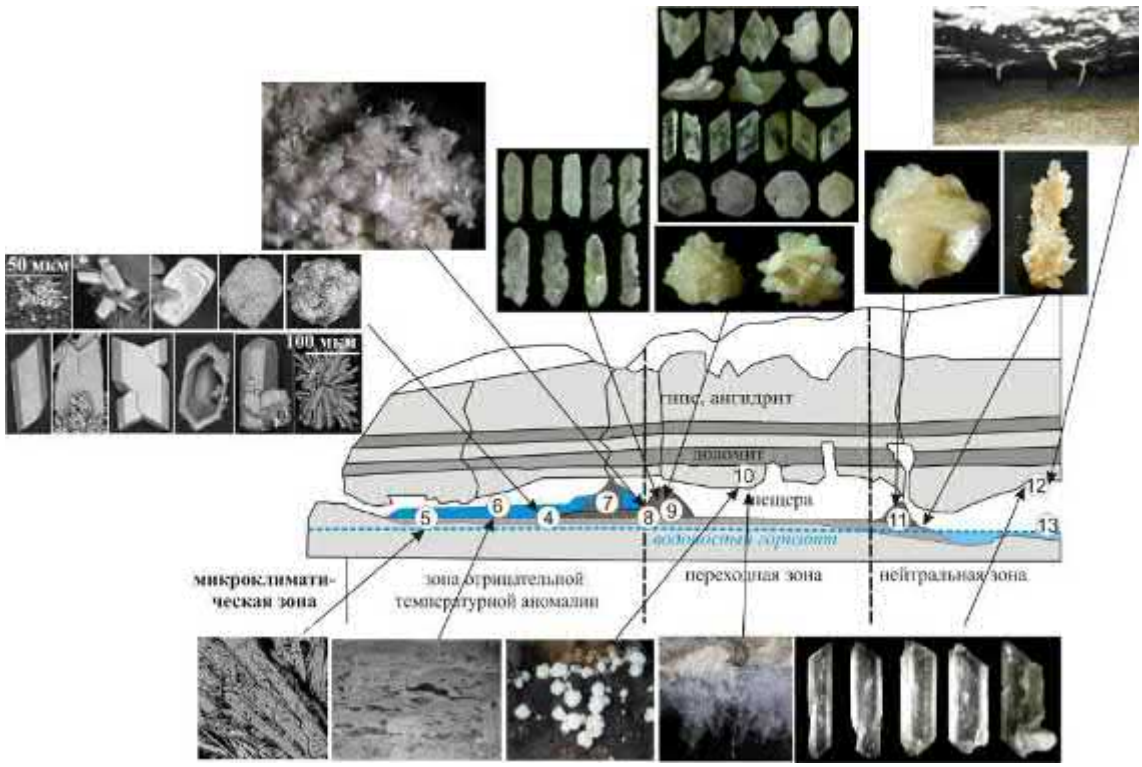


Рис. 3.21. Морфология новообразованных сульфатов и боратов из льда, с поверхности провально-осыпных конусов, стен, из глинистых отложений и озер в различных микроклиматических зонах Кунгурской Ледяной пещеры

Вероятно, Кунгурская Ледяная пещера является местом первой находки минералов, отнесенных к криогенным (рис. 3.22).

Рис. 3.22. «Гипсовая мука» на поверхности и внутри ледяных сталагмитов

На «гипсовую пыль», покрывающую поверхность льда, еще в 1733 г. обратил внимание И.Г. Гмелин и объяснил ее образование вымораживанием частичек гипса из воды. Далее в 1880 г. археолог И.С. Поляков назвал

порошок, покрывающий поверхность льда, «гипсовой мукой» и связывал ее образование с замерзанием минерализованной воды и последующим подтаиванием. Четырьмя годами позже Е.С. Федоров, проводивший в пещере минералогические наблюдения, подтвердил выводы И.С. Полякова, однако накопление микрочастиц гипса он связывал с возгонкой льда, минуя жидкую фазу. Спустя столетие на мучнистые гипсовые образования пещеры криогенного генезиса обратил внимание В.Н. Андрейчук (1989). Современные электронно-микроскопические исследования позволили В.Н. Андрейчуку и Е. Галускину (2001) показать, что «мука», отобранная под наледью между гротами Бриллиантовый и Полярный, сложена двумя морфологическими типами агрегатов гипса. Первый представлен отдельными кристаллами и их параллельными сростками, размером до 300-400 мкм. Присутствие футляровидных индивидов интерпретировалось данными авторами как результат взаимосвязанного образования кристаллов гипса и льда. Второй тип агрегатов (50-100 мкм) – кристаллические корки с признаками сферолитового роста – преимущественно перпендикулярен поверхности льда (рис. 3.23). Образование гипса связано с кристаллизацией в тонкой капиллярной пленке воды, а накопление «муки», вслед за Е.С. Федоровым, – с высвобождением изо льда при его испарении.

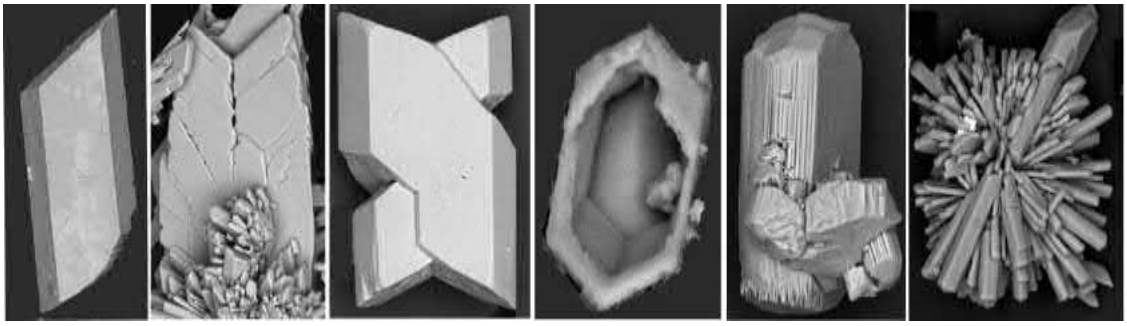


Рис. 3.23. Морфология кристаллов криогенного гипса

Исследования криогенной гипсовой муки из ледяных пещер, расположенных в сульфатных толщах Буковины (Андрейчук и др., 2004) и Пинежья (Потапов и др., 2008), подтвердили ранее полученные выводы и позволили установить присутствие, наряду с параллельными сростками,

двойников (парижских и типа ласточкина хвоста) и пойкиллитовых кристаллов. На фотографиях, приведенных в данных работах, основная часть гипсовой муки представлена отдельными неполно ограненными индивидами размером 1-30 мкм. Более крупными (в 5-20 раз), вследствие наличия двугранного угла, являются двойники, сростки и пойкиллитовые агрегаты, которые формировались одновременно, но быстрее разрозненных частиц. Зафиксировано также, что сферолиты, обычно связываемые с дефектным ростом и расщеплением, формировались позднее и нарастали на отдельные индивиды и сростки гипса. Признаки образования на поверхности льда, а также эволюционная смена минеральных агрегатов (микрокристаллы → двойники → сферолиты) свидетельствуют о вымораживании минеральных примесей из воды при ее быстром пересыщении.

На кристаллах гипса широко развиты проявления скелетного, блочного роста с элементами роста индукционного. Это может указывать на совместный рост гипса и льда.

Целестин встречается в муке в значительно меньших количествах. Его кристаллизация связана с локальными концентрационными неоднородностями в среде льдо- и минералообразования (ячейки пересыщения) за счет вымерзания части воды и кристаллизации гипса. Кристаллы целестина, как и кристаллы кальцита и гипса в криогенной муке, в зависимости от пересыщения раствора имеют различную форму: от зародышей до сферолитовых агрегатов (рис. 3.24).

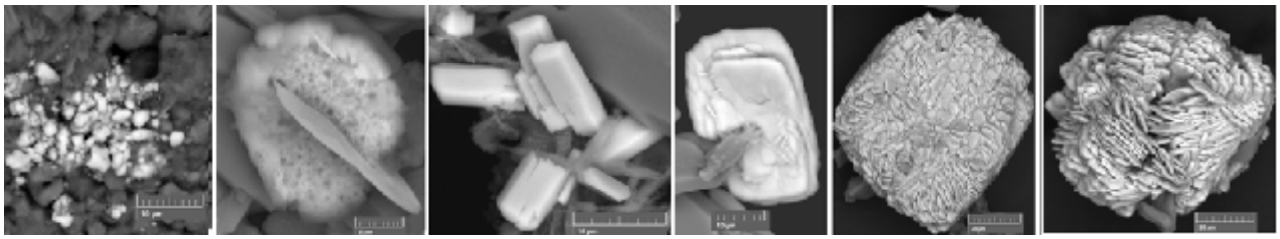


Рис. 3.24. Морфологический ряд кристаллов и агрегатов целестина, показывающий стадии пересыщения растворов от зародышей до сферолитовых агрегатов

Проба 5 была отобрана в гроте Первый с поверхности (многолетней) натечной наледи (рис. 3.25). Изучение этого материала позволило выявить значительно более крупные и разнообразные формы выделения криогенного гипса.

Рис. 3.25. Криогенный гипс во льду летом и на поверхности льда зимой

Гипс отмечен в виде рыхлых скоплений белого и желтого цвета. Еще одна проба была взята из льда на глубине 15 см (рис. 3.26). Изучение морфологии гипса из проб под бинокулярным микроскопом показало, что материал идентичен, агрегаты гипса сложены игольчатыми субиндивидами, слагающими объемные или плоские образования, схожие с веером (рис. 3.27).

Рис. 3.26. Прослой, обогащенный агрегатами и сферолитами гипса во льду

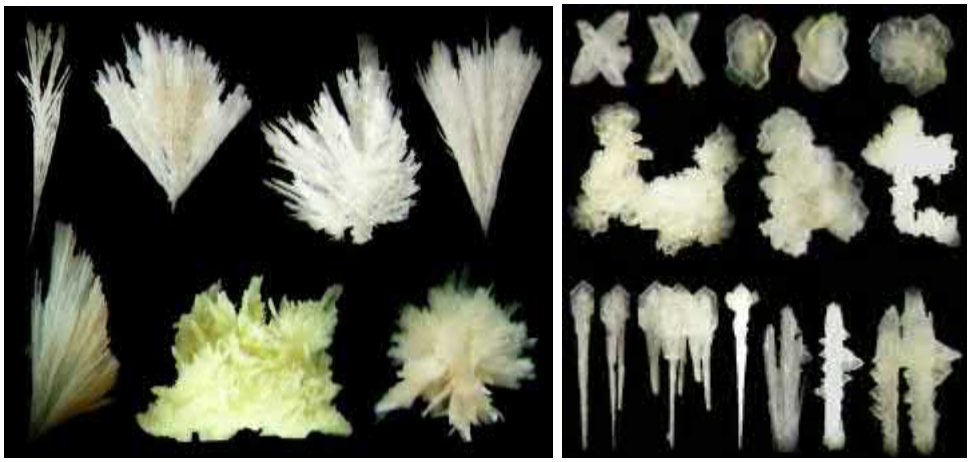


Рис. 3.27. Отдельные игольчато-скелетные дендриты, расщепленные в одной плоскости и объеме (слева), сростки кристаллов, в том числе двойниковых, и закономерные нарастания на игольчатых индивидах. Грот Первый

Обычные таблитчатые микрокристаллы (0,2-0,5 мм) гипса отмечены как в виде отдельных индивидов, так и в сростках с расщепленными агрегатами. Зафиксировано, что микрокристаллы могут как нарастать на агрегаты, так и служить затравкой для последних. Подобные взаимоотношения свидетельствуют о чередовании нормального гладкогранного роста с расщепленным, связанным с сильными пересыщениями, что согласуется с представлениями о многократной перекристаллизации гипсового материала. Зафиксированы как относительно простые агрегаты, так и зональные, сложенные тремя (годовыми) генерациями (рис. 3.28). Исследование этих образований под электронным микроскопом показало, что большинство субиндивидов, слагающих агрегаты, представлены двойниками, имеющими сложное каркасное строение (рис. 3.29).

Каркасность индивидов гипса обеспечивается наличием внутренних перегородок, ориентированных согласно граням двух или трех пинакоидов ({010}, {100},{001}) и двух призм ({120} {111}), то есть параллельно граням, определяющим внешний облик кристалла.

Такие образования среди минеральных объектов ранее не встречались, но для объяснения их природы могут быть предложены несколько механизмов.

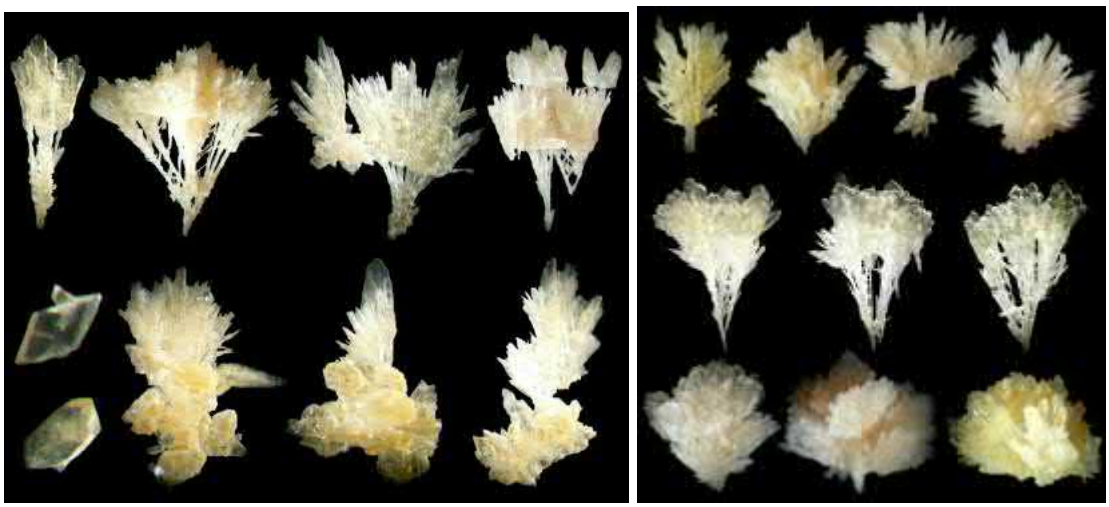


Рис. 3.28. Отдельные игольчато-скелетные дендриты в различной степени регенерированные (слева), зональные агрегаты, отдельные кристаллы и наросшие на них расщепленные индивиды. Грот Первый

1. Известно (Wallace,1946), что растворение гипса при отсутствии в растворе хлорида натрия идет с выделением тепла и, безусловно, при кристаллизации растущий индивид гипса должен создавать вокруг себя зону переохлаждения. Этот эффект особенно сильно должен проявляться на быстро растущих гранях призмы. Вероятно, это и вызывает нарастание определенной порции льда, которая блокирует на определенное время нормальный полнотелый рост. Другими словами, каркасный кристалл представляет собой результат чередования роста гипса и льда.

2. Большинство каркасных индивидов представляют собой двойники. Возможно, в условиях быстрых пересыщений происходит ускоренный рост вдоль наиболее энергетически выгодных двойниковых швов и запаздывание роста по другим граням, что и создает камерное строение кристаллов.

3. Наиболее маловероятным сценарием образования таких индивидов является распад твердого раствора сульфата кальция, содержащего более чем две молекулы воды. Однако такое соединение ни химикам, ни минералогам пока не известно.

Выяснение причины формирования таких индивидов может дать ключ к выращиванию с помощью холода принципиально новых конструкционных материалов.

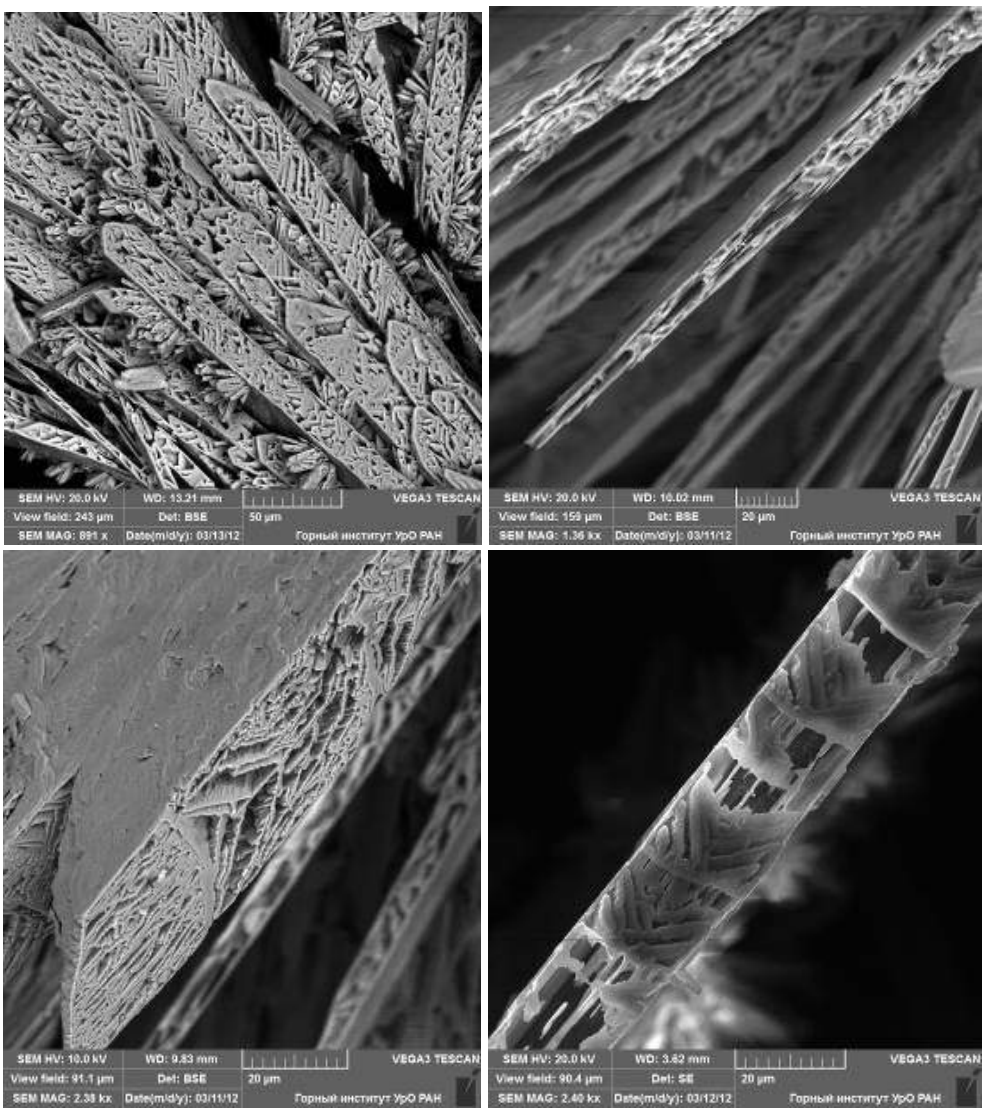


Рис. 3.29. Внутреннее каркасное строение кристаллов, обусловленное наличием перегородок, ориентированных параллельно граням

Проба 6 была отобрана с поверхности льда в гроте Крестовый. Плавающие микрокристаллы, которые удерживались на поверхности за счет поверхностного натяжения, были зафиксированы весной 2010 г. в холодной зоне Кунгурской Ледяной пещеры в слое воды глубиной около 1 см. Инфильтрационная вода из органной трубы в течение весеннего снеготаяния активно поступала на многолетнюю наледь в течение мая. Через два месяца вода полностью замерзла, а минеральные образования оказались внутри наледи. Зимой 2011 г. пленки освободились из ледяной массы за счет испарения и свободно лежали на поверхности льда (рис. 3.30).

Основная масса пленок представлена пластинчатыми кристаллами гипса (до 100 мкм), сложенными как плоскогранными индивидами, так и осложненными ростовыми элементами: футляровидные и реберные кристаллы.

Кальцит заполняет просветы между скоплениями кристаллов гипса, а также нарастает на их поверхность (рис. 3.30).

Наличие на минеральных пленках отпечатков воздушных пузырьков и включений (аллофан, кальцит) пылеватой (3-60 мкм) размерности дает основание предполагать, что они выступали в качестве затравки, на которой происходила кристаллизация новообразованных фаз.

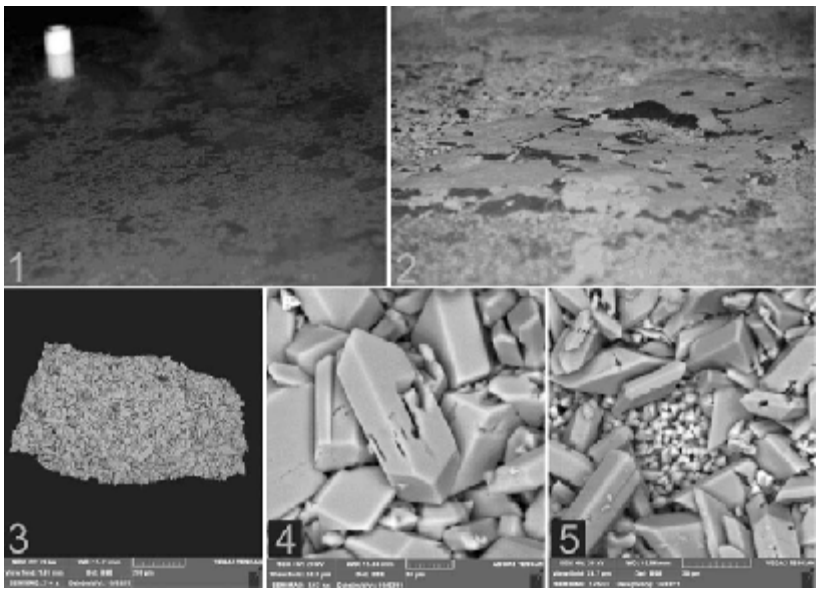


Рис. 3.30. Минеральные пленки из холодной зоны: 1 – скопления микрокристаллов, плавающие на поверхности водного слоя (апрель, 2010), 2 – фрагменты гипсовых корочек над поверхностью льда (декабрь, 2010); 3-5 – общий вид и детали строения минеральных пленок (4 – кристаллы гипса, 5 – расположенные между ними индивиды кальцита)

Выполнение интерстиций кальцитом и его нарастание на индивиды гипса отражает кристаллизацию после сульфата кальция. Частая встречаемость кристаллов гипса в виде футляровидных, реже реберных форм, а также наличие в кальците изоморфных примесей магния, стронция и натрия говорят о быстрой неупорядоченной кристаллизации этих минералов, связанной, вероятно, с сильным пересыщением, обусловленным

подмораживанием водного слоя на поверхности наледи и накоплением солей в жидкой фазе.

Проба 7 была отобрана из глинистой осыпи в проходе Полярный – Данте. Состав и размерность материала осыпи описаны ранее. В осыпи из холодной зоны гипс представлен в основном неправильными обломками алебастра, составляющими 2,3 об. %. Наряду с ними присутствуют мелкие (от 0,1 до 0,5 мм) индивиды и агрегаты криогенного гипса (мука).

Рис. 3.31. Обломки алебастра (размер от 0,1 до 1 мм) и криогенные гипсовые образования (размер от 0,1 до 0,5 мм) из осыпи холодной зоны

В холодной зоне обломки первичной породы сохраняются в связи с подавленностью процессов растворения. Аутигенные формы представлены лишь незначительным количеством мелких криогенных образований, которые связаны с испарением льда.

Характеристика новообразованных сульфатов и боратов переходной зоны. В переходной зоне в гроте Скандинавский в краевой части многолетней наледи была отобрана *проба 8* (рис. 3.31).

Здесь криогенная мука, освободившаяся за счет испарения льда в зимний период, смывается водой, поступающей из трещин и органных труб, и в летний период перекристаллизовывается в условиях положительных температур.

Агрегаты гипса в основном представлены сферолитами с тонким «корнем», уходящим в нижележащий субстрат или лед (рис. 3.32). Для всех

кристаллов характерны признаки смены нормального роста расщепленным (и наоборот).

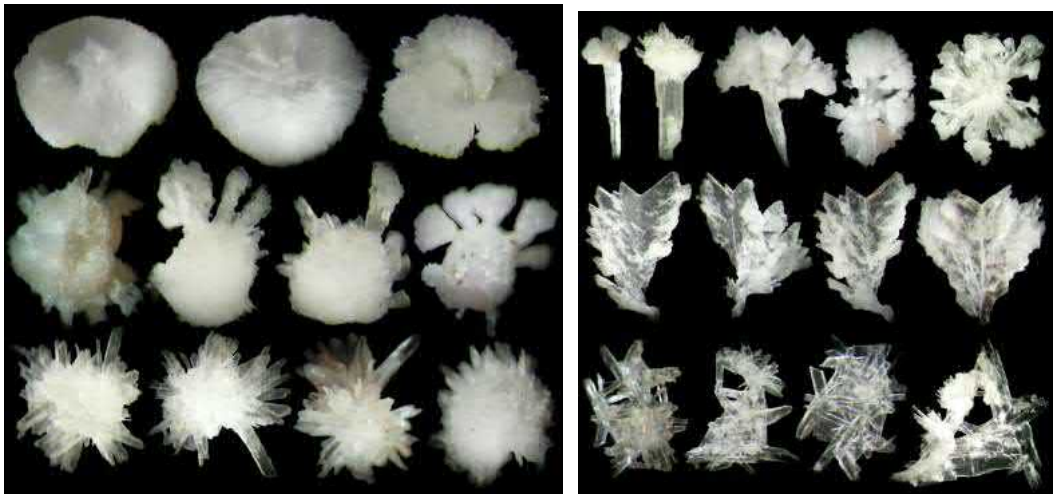


Рис. 3.32. Сферолиты, в различной степени регенерированные, иногда с признаками двух стадий расщепления (слева), расщепленные кристаллы гипса и плоские агрегаты (двойники и сростки). Грот Скандинавский (проба № 5)

Второй тип минерализации сложен фрагментами рыхлых кристаллических корок (толщиной 1,5-6 мм), которые состоят из скелетных субпараллельных или спутанных субиндивидов. Предполагается, что они формировались в слое воды на глинистой поверхности при значительном испарении, поддерживающим пересыщенное состояние раствора (рис. 3.33). Такие же кристаллы были обнаружены на стенках органных труб переходной зоны (рис. 3.34).

Предполагается, что за счет вымораживания конденсатной воды на поверхности стен формируется криогенная мука, которая в теплое время года может мигрировать в плоскостной водной пленке и перекристаллизовываться на глинистой поверхности, на выступах стен или органных трубах. Проба 9 отобрана из осыпи переходной зоны в проходе Крестовый – Руины. Наряду с неизмененными обломками зернистого гипса (алебастра) зафиксированы в различной степени перекристаллизованные агрегаты: от среднезернистых до покрытых друзовидной коркой – конкрециевидных (рис. 3.35).

Рис. 3.33. Скелетные агрегаты гипса, образованные на глинистой поверхности (слева) и на стене (справа) в переходной микроклиматической зоне, грот Скандинавский

Рис. 3.34. Перекристаллизованный в летний период гипс из криогенной муки на стенках органных труб в гроте Крестовый

Зафиксированы также тонкие листоватые расщепленные и скелетные кристаллы, связываемые с криогенезом, а также многочисленные плоскогранные кристаллы различного габитуса, формирующиеся при положительной температуре (рис. 3.36). Все эти индивиды не несут следов механического износа, что отражает их образование в самой осыпи.

Рис. 3.35. Обломки гипса (размер от 0,1 до 1 мм) и продукты их частичной и полной перекристаллизации из осыпи переходной зоны

Рис. 3.36. Новообразованный гипс из осыпи переходной зоны (криогенный и обычный, размер от 0,1 до 1 мм)

Кроме гипса, в осыпях присутствует целестин, который представлен призматическими кристаллами с коррозионно-регенерационной поверхностью (рис. 3.37), на которой отмечены микровключения барита, кварца, доломита и гидроксидов железа, присыпки кристаллов кальцита и доломита, розетковидные сростки гипса (рис. 3.38), а также тонкие пленки глинистых минералов.

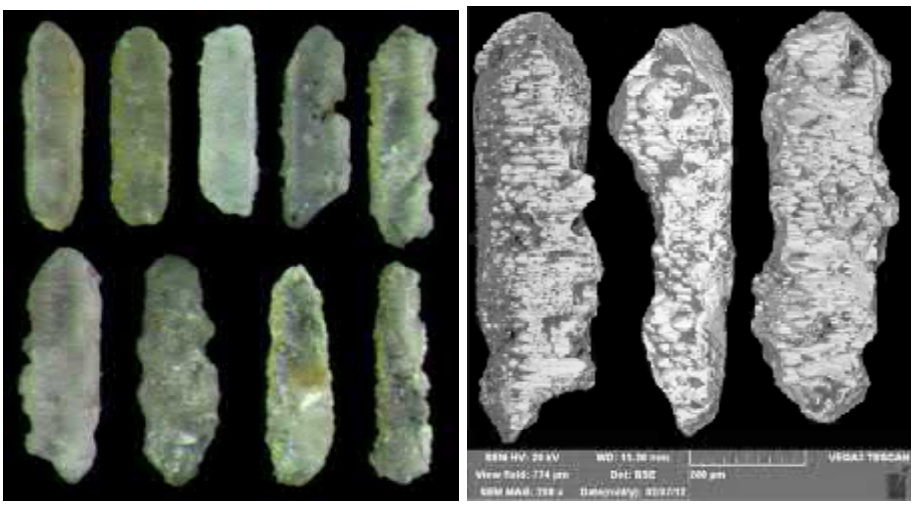


Рис. 3.37. Кристаллы целестина из осыпи переходной зоны: общий вид под бинокуляром (слева) и под электронным микроскопом (справа)

Субпараллельная ориентировка ростовых элементов свидетельствует об однонаправленном поступлении раствора в кристаллизационную среду.

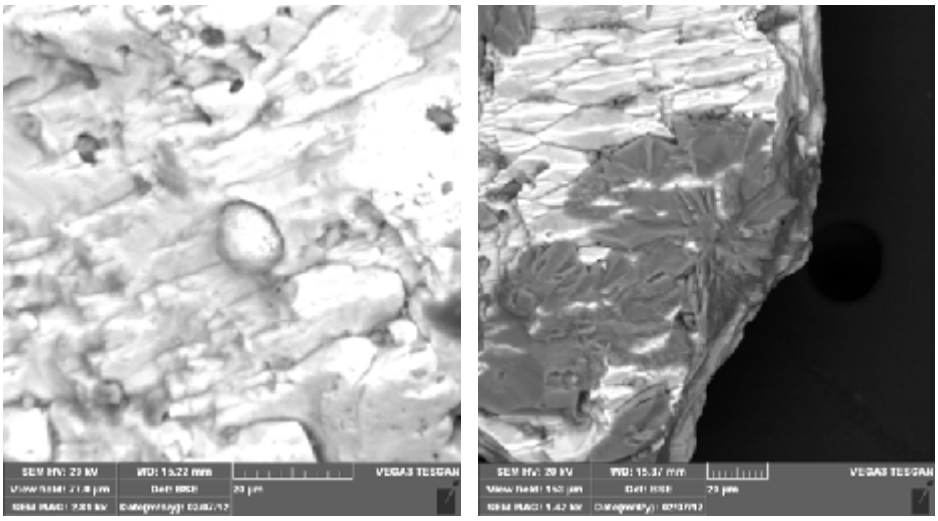


Рис. 3.38. Включение оксида железа (слева) и розетковидные кристаллы гипса на поверхности целестина

Крупные размеры, присутствие включений доломита и оксидов железа, а также наличие глинистых пленок на поверхности целестина позволяют предполагать метакристаллическое образование кристаллов в глинисто-карбонатной осыпи на стадии гипергенеза.

Таким образом, в переходной зоне исходные обломки алебастра сохранились лишь в незначительном количестве. В большинстве случаев они перекристаллизованы. Наряду с криогенными выделениями присутствуют различные морфологические типы гипса, что свидетельствует о

значительных колебаниях температуры и, вероятно, о степени насыщения растворов.

В переходной микроклиматической зоне довольно широко встречаются сезонные (эфемерные) сульфатные минералы – мирабилит и блёдит. Наибольшая концентрация их встречается в зимний период в местах, где температура близка к нулю. Эфемерные образования в Кунгурской Ледяной пещере впервые были описаны как «гипсовый мох» или «гипсовый пух». К.А. Горбуновой с соавторами (1995), Н.Г. Максимовичем и другими (1999) были изучены похожие волокнистые выделения в гроте Полярный. Было установлено, что эти новообразования сложены преимущественно тенардитом (Na_2SO_4), который к тому времени в отложениях пещеры не был обнаружен. Авторы отметили, что при существующей температуре воздуха в гроте изначально должен был образовываться мирабилит.

Проба 10 была отобрана в гротах Полярный и Смелых. Отбор пробы во время теплого периода (Потапов и др., 2008) при температуре (0,1ºС) показал, что пушистые новообразования в гроте Полярный представлены блёдитом $Na_2Mg(SO_4)_2{\times}4H_2O$ с незначительной примесью гипса $CaSO_4{\times}2H_2O$. В зимний период 2008 г. при отрицательных температурах (–0,1ºС) в этом же месте была отобрана еще одна проба. Пушистые минеральные образования на стенах и кровле грота были более многочисленными по сравнению с летним периодом. Рентгенограмма дала типичную картину для мирабилита с примесью гипса. Таким образом, одинаковые по морфологии агрегатов минеральные образования с одного и того же места в гроте Полярный, но отобранные в разное время, сложены разными минеральными фазами – летом они представлены блёдитом $Na_2Mg(SO_4)_2{\times}4H_2O$, а зимой – мирабилитом $Na_2SO_4{\times}10H_2O$.

Минеральные индивиды (или кристаллы) представляют собой волокнистые выделения. Известная роль в формировании нитевидных кристаллов принадлежит пористой подложке. Именно по порам глинистого субстрата, покрывающего сульфатную породу, поступают минерализованные

водные растворы. Формирующиеся при этом, за счет подпора снизу, нитевидные кристаллы имеют экструзивную природу. Таким образом, игольчатый или волосовидный характер минеральных индивидов гипса, мирабилита или блёдита Кунгурской Ледяной пещеры может формироваться на любом гипсометрическом уровне (на кровле, стенах и даже на глинистых отложениях), но для этого необходимо присутствие пористой подложки.

Зимой холодный сухой воздух заходит в грот и продвигается по его нижней части внутрь пещеры, вверху теплый и влажный воздух отдает влагу холодным стенам, именно поэтому количество молекул воды в составе минерала максимально за счет большого количества конденсатной влаги. Летом движущийся из дальних частей пещеры воздух находится у пола и выносит конденсатную влагу, которая осаждается в нижней части у пола. У свода грота Полярный влажность ниже, поэтому на потолке образуется более насыщенный раствор, из которого формируется маловодная сульфатная фаза – блёдит. Предполагается, что инфильтрационные воды на этом участке пещеры отсутствуют и не влияют на видовое разнообразие и формирование минералов.

Выводы о влиянии температуры и конденсатной влаги на образование эфемерных минералов подтверждаются наблюдениями за их образованием также в гроте Геологов и Смелых до 2004 г. (рис.3.39).

С продвижением переходной микроклиматической зоны вглубь места образования пушистых кристаллов также перемещались.

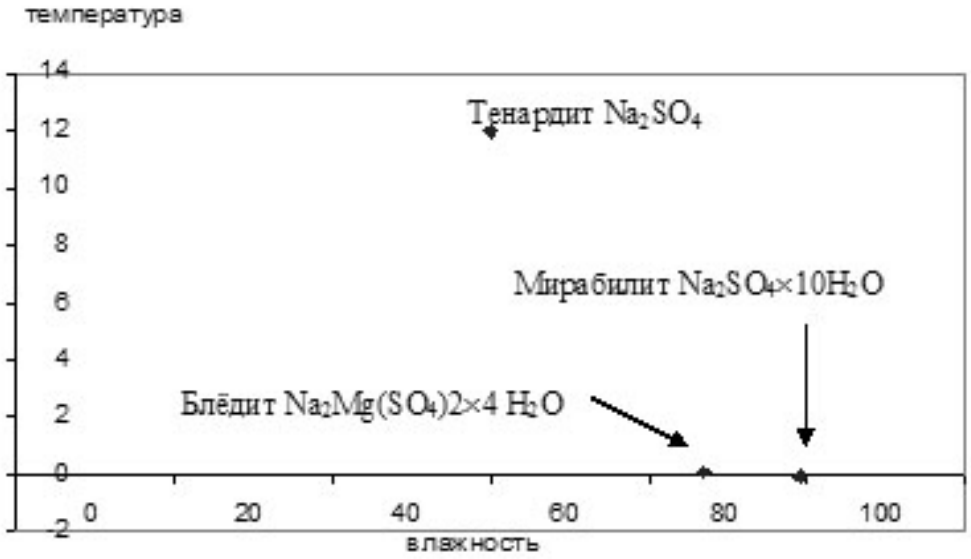


Рис. 3.39. Зависимость образования эфемерных минералов от температуры и влажности

Изучение морфологии и химического состава минеральных образований, зафиксированных в гроте Смелых, позволило выявить две фациальные обстановки формирования сульфатной и боратовой минерализации. Первая фациальная обстановка находится в относительно непродуваемых участках и представлена преимущественно сферолитами улексита с редкими игольчатыми кристаллами мирабилита на полиминеральной слабосвязанной подложке, расположенной на горизонтальных и наклонных площадках.

Улексит представлен радиально-лучистыми сферолитами (0,5-1 мм) и более крупными (до 2 мм) конкрециями с зональным строением: игольчатой оторочкой и плотным ядром (рис. 3.40).

Отмечены как простые конкреции, так и сложные полицентрические. Со стороны подложки волокна сферолитов и конкреций слиплись в пучки и напоминают мокрый мех.

Химический анализ показал широкие вариации состава улексита от теоретического ($NaCa[B_5O_6(OH)_6] \times 5H_2O$): от преимущественно натриевой во внешней волокнистой кайме к преимущественно кальциевой в центральной части (рис. 3.41).

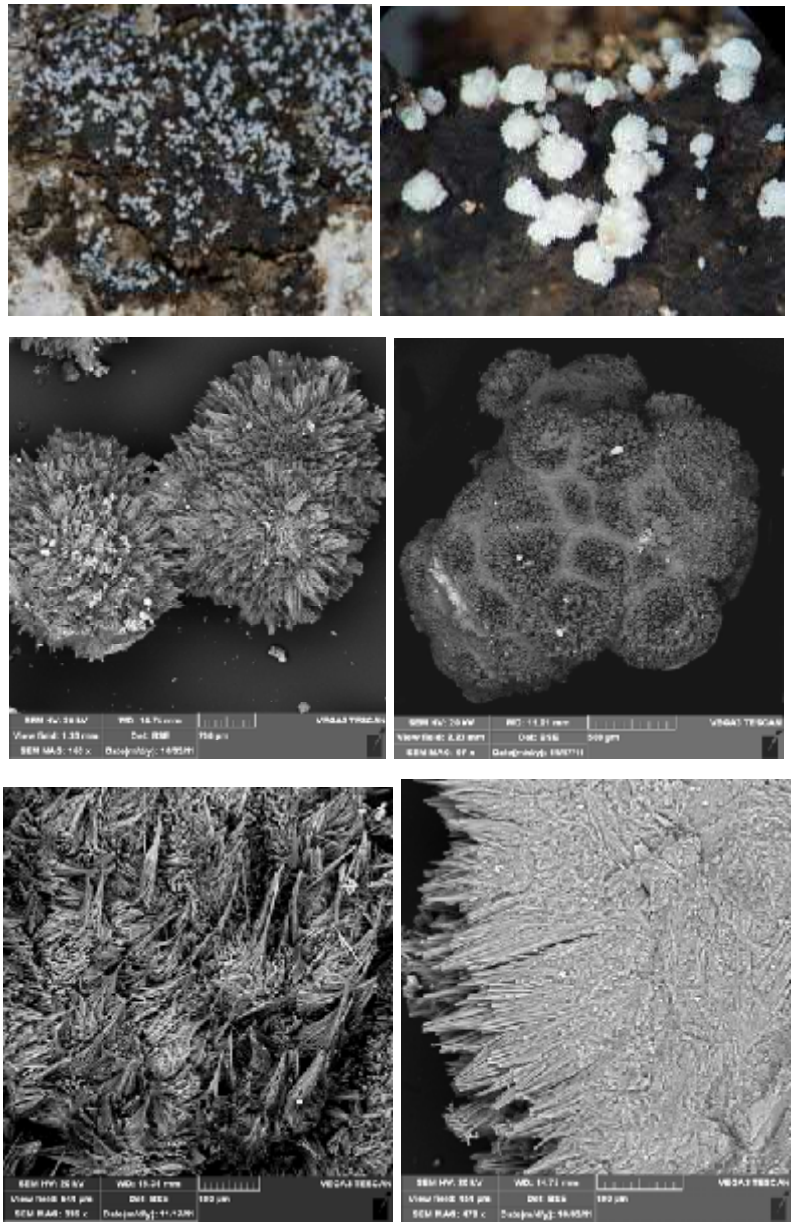


Рис. 3.40. Морфология выделений улексита: вверху общий вид; по середине – моно- и полицентрические конкреции; внизу – характер нижней поверхности и внутреннего строения

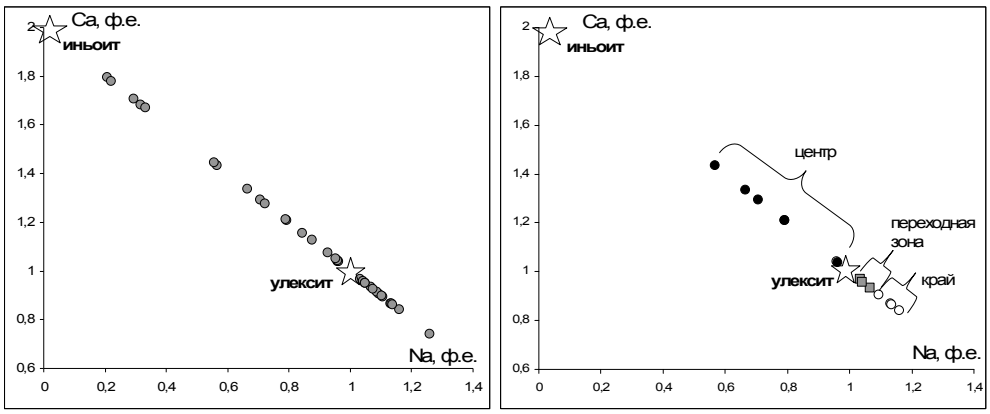


Рис. 3.41. Вариации состава боратов в гроте Смелых и в пределах отдельных зональных конкреций

Отмечены также единичные участки, отвечающие борату существенно кальциевого (1,7-1.8 форм. ед.) состава, вероятно, иньоиту $Ca_2[B_6O_6(OH)_{10}]\times 8H_2O$. По А.А. Годовикову (1983), переход улексита в иньоит происходит при низкой концентрации натрия в растворе.

Мирабилит представлен иголками изометричного и уплощенного сечения (рис. 3.42). При попадании в теплое помещение эти кристаллы за счет потери воды начали искривляться и даже рассыпаться в порошок тенардита.

Его состав отвечает теоретическому ($Na_{1,91-2,05}S_{0,80-1,34}O_{3,74-4,17}\times 10H_2O$) и характеризуется отсутствием каких-либо изоморфных примесей.

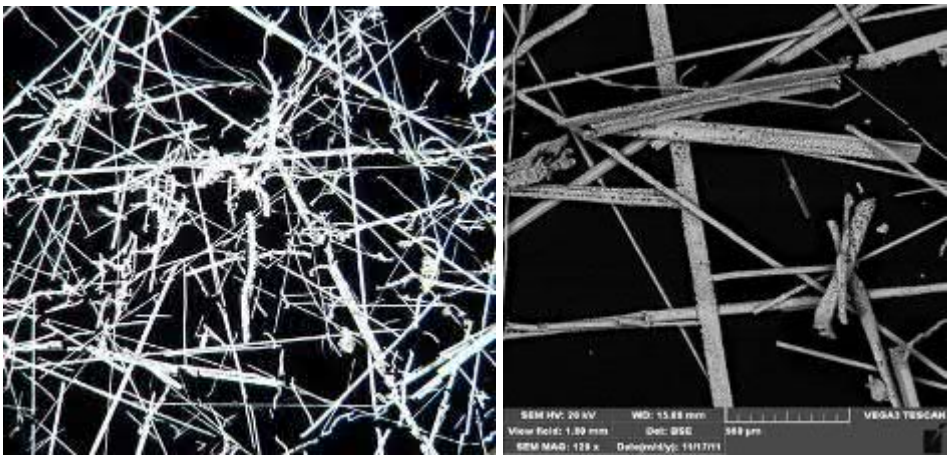


Рис. 3.42. Иглы мирабилита, сформировавшиеся на полиминеральной подложке

Его полиминеральная подложка сложена корродированными обломками гипса, доломита и кальцита, сцементированными глинистой массой.

Анализ состава глинистой массы показал ее принадлежность к цинксодержащему алюмосиликату. По соотношению Al/(Al+Si)=0,23-0,33 в тетраэдрической позиции минерал представлен высококремнистой гидрослюдой. Присутствие цинка сближает его с сауконитом, но его низкое содержание и высокое содержание кальция и магния, отвечает минехилиту или цинксодержащему сапониту со следующей кристоллохимической формулой: $\{(Mg_{0,27-2,25}\,Zn_{0,21-0,41})\ (OH)_2[Al_{0,90-1,41}Si_{2,59-3,10}O_{10}]\}\times(Ca_{0,80-2,27}\ Na_{0-0,28}\,K_{0,14-0,41})(H_2O)_4$.

Вторая фациальная обстановка зафиксирована на различных участках стен и горизонтальных площадках в зонах с интенсивным движением воздушного потока. В этой ассоциации существенно преобладает мирабилит, волокнистые индивиды которого слагают пушистые «ковры» и «бороды» на горизонтальных и вертикальных участках стен (рис. 3.43).

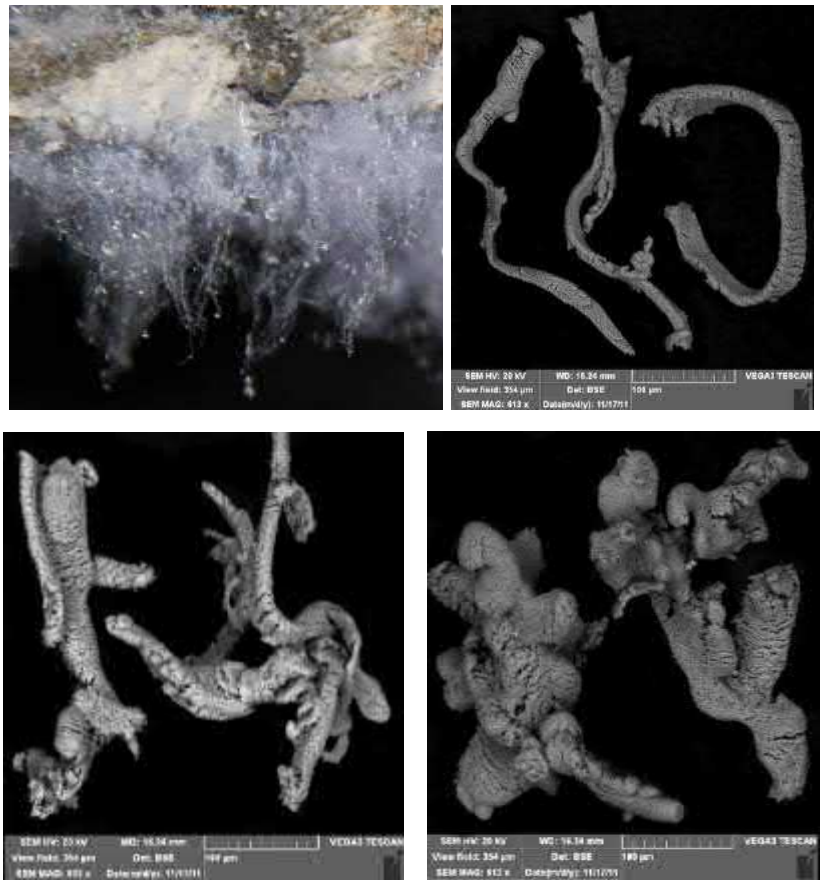


Рис. 3.43. Общий вид агрегатов и субиндивидов мирабилита, сформировавшихся на стенах

На сканирующем микроскопе видно, что эти волокна имеют изогнутую форму и осложнены отростками и раздувами. На контакте мирабилитовых выделений с подложкой отмечаются редкие сферолиты улексита. Зафиксировано, что поверхность гипсовых стен на этих участках имеет корродированную поверхность, под которой находится зона перекристаллизации мощностью 0,1-0,2 мм (рис. 3.44). На пористой поверхности отмечены многочисленные мицелиальные нити.

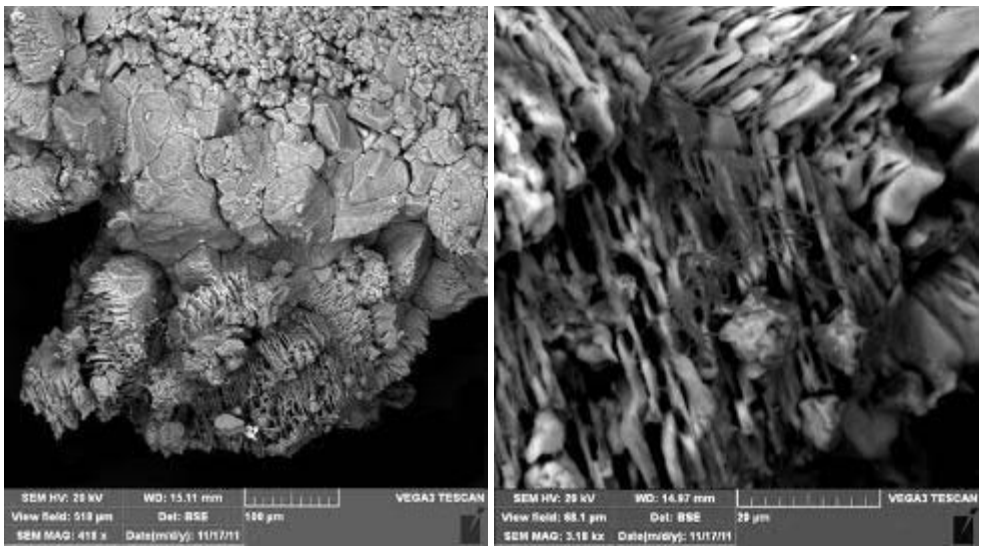


Рис. 3.44. Фрагмент гипсовой стенки в гроте Смелых: слева – элементы зональности (сверху вниз: первичный гипс, перекристаллизованный, корродированный); справа – мицелиальные нити на корродированной поверхности гипса

Присутствие слипшихся волокон в основании улекситовых сферолитов, отражающее их (периодическое) смачивание, а также коррозионная и находящаяся под ней перекристаллизованная оторочка на стенах этой части пещеры свидетельствуют о том, что основной причиной и средой минералообразования является тонкая пленка воды конденсационной природы в переходной зоне между холодной и теплыми частями Кунгурской Ледяной пещеры. Эта пленка приводит к выветриванию гипса с выщелачиванием подвижных компонентов (Ca^{2+}, Na^{+}, $(SO_4)^{2-}$ $(BO_3)^{3-}$) и накоплением нерастворимого остатка (цинкового алюмосиликата).

Характеристика новообразованных сульфатов нейтральной зоны. Пробы отобраны в гротах с постоянными температурами около 5єС. Изучены образцы из заповедной части пещеры и гротов экскурсионной части (Атлантида, Колизей, Метеорный, Коралловый, Центральный, Эфирный, Дружбы Народов, Хлебниковых, Романтиков, Длинный).

Гидратация, сопровождающаяся увеличением объема исходного вещества, провоцирует пластические деформации, расслоение и образование трещин. Слои ангидрита в процессе гидратации отслаиваются по трещинам напластования и под силой тяжести начинают деформироваться и провисают (рис. 3.45). Величина «провисания» может достигать 1 м (грот Длинный).

Рис. 3.45. Зоны гидратации ангидрита в кровле пещеры, обусловленные взаимодействием с влагой воздуха и пленкой конденсационной воды и последующим отслаиванием. Грот Грязный

Не менее значимы процессы вдоль линейных инфильтрационных зон (рис. 3.46). Наряду с перекристаллизацией гипса здесь фиксируются участки просачивания сульфатно-железистых растворов, маркируемых цепочками ярозит-гидрогетитовых выцветов.

Рис. 3.46. Ярозит-гидрогетитовые выцветы вдоль линейных зон (нисходящей) инфильтрации. Грот Грязный

На стенах из конденсационных и инфильтрационных растворов изредка формируются гипсовые кораллиты (рис. 3.47). На контакте глинистых отложений и гипса происходит образование щеток, друзовидных агрегатов, редко в виде гипсовых «роз» и отдельных (нередко расщепленных) индивидов (рис. 3.48-3.49). Их образование связывают с ростом в водонасыщенных глинах, что отражается в блочном строении индивидов гипса и игольчатом характере поверхности.

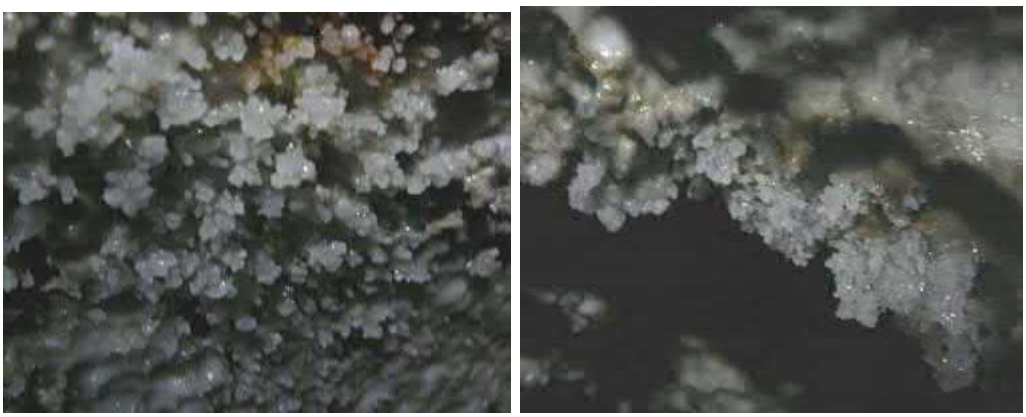


Рис. 3.47. Гипсовые кораллиты, формирующиеся в свободном пространстве из конденсационных и инфильтрационных растворов. Грот Колизей

Рис. 3.48. Плита ангидрита (слева) под глинистым слоем покрыта кристаллами гипса в гроте Перепутье; щетка кристаллов гипса (справа), образовавшаяся на границе мелкозернистого гипса и водонасыщенной глины в гроте Колизей

Рис. 3.49. Отдельные расщепленные индивиды гипса, выросшие в глине в гроте Грязный, а также детали их строения (блочность и игольчатая поверхность)

Проба 11 из осыпи в теплой зоне была отобрана в гроте Эфирный. Выше было показано, что основной материал осыпей в нейтральной зоне преимущественно сложен карбонатным материалом. Минералогический анализ материала позволил зафиксировать, что сульфаты представлены

единичными сростками тонкопластинчатых кристаллов, называемых гипсовыми розами (рис. 3.50).

Их ажурное строение и хрупкость позволяют полагать, что они сформировались в самой осыпи, вероятно, за счет ранее растворенных обломков алебастра. Таким образом, в теплой зоне, в осыпях происходит активное растворение сульфатного материала и рост кристаллов в водонасыщенном глинистом субстрате.

Рис. 3.50. Гипсовая роза (размер 0,7 мм) из теплой зоны (грот Эфирный)

Проба 12 была отобрана в гроте Географов (рис. 3.51). В этом гроте вскрыты ангидриты ледянопещерской пачки, в которых отмечены многочисленные трещины отслоения, где находятся щетки гипсовых кристаллов. Игольчато-призматические кристаллы встречены в гротах Бирюзового Озера, Длинный, Географов, Грозный, Перепутье, Переслегина, Вышка II. Кристаллы гипса достигают 4 см в длину и представлены как отдельными субиндивидами, так и двойниковыми кристаллами. Многие индивиды несут следы пластических деформаций, проявленных как в форме кристаллов, так и наличием полос трансляционного скольжения.

Рис. 3.51. Общий вид расположения кристаллов в трещине между слоями ангидрита в гроте Географов (слева); искаженная форма кристаллов и присутствие полос трансляционного скольжения (справа)

Предполагается, что наблюдаемые полости в процессе отслоения и дальнейшего раскрытия были покрыты конденсатной или инфильтрационной водой, при испарении этих растворов и происходила кристаллизация гипса. Наблюдаемые деформации кристаллов дают основание считать, что рост гипса сопровождался гидратацией ангидрита и изменением объема полостей, что и вызвало искажение их формы.

Минералообразование кальцитовых пленок на поверхности озер описано выше. В пленках (*проба 13*) в гораздо меньших количествах отмечаются и другие минералы (целестин, доломит, гипс и галит), которые зафиксированы со стороны, обращенной к поверхности озер, в гнездах между кристаллами кальцита (рис. 3.52).

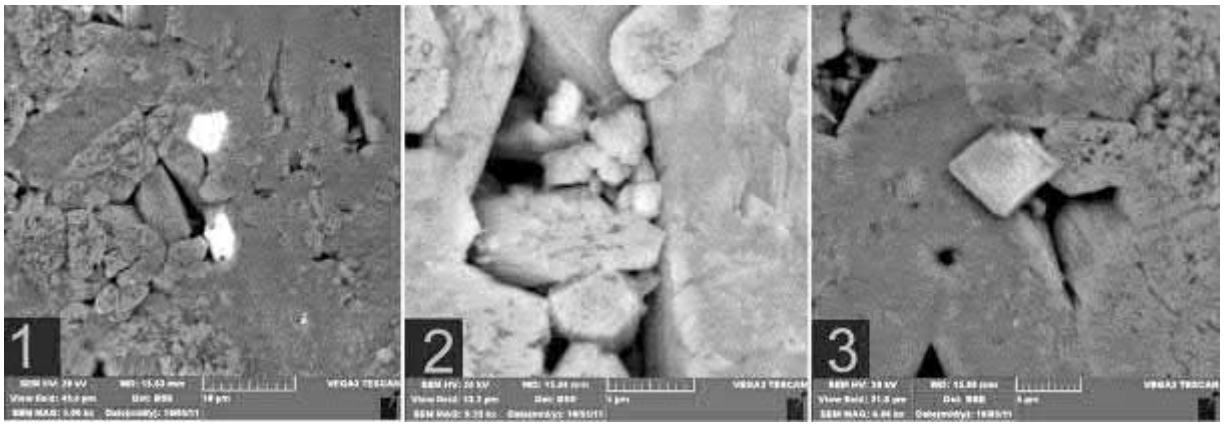


Рис. 3.52. Обособления целестина (1), гипса (2) и галита (3), приуроченные к интерстициям (микроводоемам) между кристаллами кальцитовой пленки

Образование сульфатов между кристаллами кальцитовой пленки может быть связано с тем, что на поверхности в интерстициях между кристалллами кальцита формируются не связанные с озером микроводоемы.

Испарение озер приводит к формированию весьма минерализованных рассолов, из которых кристаллизуется эвапоритовый комплекс минералов (доломит, гипс, галит).

3.2.4. Индикаторные морфологические отличия новообразованных сульфатов и боратов карбонатно-сульфатных массивов

Несмотря на одинаковый исходный химический состав растворов, формирующихся при инфильтрации через карбонатно-сульфатный массив, для различных климатических зон характерна своя последовательность кристаллизации сульфатных минералов. Выявленные отличия связывают с различными фациально-климатическими обстановками и механизмами пересыщения растворов.

Суммируя морфологические особенности криогенных кристаллов гипса в зоне отрицательной температурной аномалии и переходной зоны, можно отметить следующее.

При поступлении растворов на ледяную поверхность при шоковом (быстром) замерзании образуются кристаллы микронной размерности (1-30 мкм). Укрупнение кристаллов и изменение их морфологии свидетельствует о существенной трансформации (перекристаллизации) криогенного материала. В первом случае морфология агрегатов гипса проб из грота Первый говорит о том, что часть кристаллов растет в пленке воды на поверхности льда, а другая доращивает захороненные во льду затравки. При этом фронт кристаллизации может смещаться вместе с границей льда как вверх, так и вниз, что и объясняет сонахождение различных типов агрегатов и их зональное строение. Наблюдения за образованием льда позволяют предположить, что такой тип агрегатов образуется при температурах

–0,1 – –0,3ºС за счет медленного замерзания воды на поверхности льда. Наблюдения, проведенные в гроте Крестовый, при таком же подмерзании воды снизу подтвердили полученные результаты.

В пробе 6 (грот Скандинавский), где гипс представлен только корочками скелетного строения, вероятно, реализовался механизм, предложенный Е.П. Дорофеевым (1966), который полагал, что крупные «хлопья» связаны с перекристаллизацией увлажненных после таяния льда криогенных микрокристаллов (Е.П. Дорофеев называл смоченные криогенные кристаллы «лунным» молоком). Эти агрегаты отражают периодическое изменение степени насыщения растворов, вызванных многократным чередованием таяния и замерзания (режеляцией) льда.

Таким образом, в Кунгурской Ледяной пещере можно выделить три типа формирования криогенной минерализации:

1) связанный с шоковой кристаллизацией растворов и последующей возгонкой льда в зимнее время;

2) связанный с процессами перекристаллизации муки при медленном замерзании (образование каркасных кристаллов и гипсовых рафтов);

3) связанный с процессами перекристаллизации увлажненной муки при положительных температурах в теплый период года.

Образование эфемерных минералов (мирабилита и блёдита) происходит в условиях переходной зоны, где в зависимости от времени года меняется температурный и влажностный режим в карстовой полости.

Морфологическое различие минеральных ассоциаций мирабилита может отражать различные фациальные обстановки. Так, игольчатая форма выделения мирабилита в относительно непродуваемых участках, вероятно, обусловлена относительно стабильными условиями. А мирабилитовые «ковры» и «бороды», состоящие из искривленных и расщепленных субиндивидов, связываются с более интенсивным воздушным потоком различной влажности, который обусловливает более интенсивное испарение водной пленки и периодическое преобразование его в безводный тенардит.

Улексит, зафиксированный в Кунгурской Ледяной пещере, переоткладывается из конденсационных растворов при испарении на стенах и глинистых отложениях. Наибольший размер агрегатов (до 2 см в диаметре) зафиксирован в заповедной части пещеры в проходе Тернистый Путь. Источником бора, натрия и цинка являются вмещающие породы. Несмотря на то, что улексит не является редким минералом эвапоритовых комплексов, описанное проявление является первой находкой в России. Цинксодержащий сапонит также впервые описан в качестве продуктов выветривания эвапоритов.

Наиболее масштабным процессом в **нейтральной зоне** является гидратация ангидрита, которая происходит за счет диффузионной миграции поровых вод в сульфатной толще, инфильтрации воды вдоль трещин, а также на стенках пещер за счет конденсационной влаги. Минералообразование в нейтральной зоне происходит на границах порода – глина, порода – вода и порода-воздух. Наиболее распространенными минералопроявлениями являются гипсовые коры, выцветы ярозита, разнообразные индивиды и агрегаты гипса (кораллиты, кристаллы, друзы, «розы», антолиты).

Изучение вещественного состава провально-осыпных отложений под органными трубами позволило сравнить минералообразование в глинистом субстрате в различных микроклиматических обстановках. В **зоне постоянных отрицательных температур** преобразование сульфатного материала замедлено. Количество обломков неизмененной породы максимально, а новообразованный гипс представлен криогенными выделениями, формирующимися при замерзании сульфатно-кальциевых вод. В **нейтральной зоне** обломочный сульфатный материал растворен полностью, а аутигенные минералы представлены единичными гипсовыми розами. В **переходной зоне** часть растворенных сульфатов идет на формирование как криогенных, так и многообразных габитусных и агрегатных форм, связываемых с положительными температурами.

Таким образом, минералобразование сульфатов в гипсовых пещерах имеет наиболее активный характер в **переходной зоне**, которая отличается значительными перепадами температур, резкими колебаниями насыщенности растворов и образованием так называемой гипсовой муки, выступающей в качестве промежуточного продукта для формирования крупных кристаллов, образующихся как при положительных, так и отрицательных температурах.

3.3. Процессы современного минералообразования, связанные с различными микроклиматическими обстановками в полостях карбонатных массивов

3.3.1. Характеристика новообразованных карбонатов из разных микроклиматических зон карбонатных пещер Урала

В пределах Западно-Уральской складчатой зоны закарстованы карбонатные породы (известняки, доломиты, доломитизированные известняки) от среднего девона до нижней перми. Карстующиеся породы Центрально-Уральского поднятия представлены известняками и доломитами ордовикской, силурийской и частично девонской систем. Карбонатные массивы Урала представляют собой участки голого или перекрытого элювиально-делювиальными отложениями карста. При действии процессов выветривания и коррозии происходит разрушение растворимых горных пород с поверхности. Химический состав изученных карстующихся карбонатных пород приближен к составу чистых известняков (табл. 1) и иногда характеризуется наличием небольшого количества различных минеральных примесей (доломит, кварц, минералы группы глин, оксиды и гидроксиды железа и марганца, пирит, марказит, гипс, органические вещества).

Таблица 1

Химический состав изученных карстующихся пород

Породы	**Возраст**	**Химический состав** (%)
Известняки	сакмарский ярус нижней перми	SiO_2 1,42 - 4,16; R_2O_3 0,37 - 0,46; $CaCO_3$ 86,62 - 91,76; $MgCO_3$ 4,35 - 8,64
Известняки	визейский и серпуховской ярусы нижнего карбона	SiO_2 0,1 - 12,44; Al_2O_3 0,01 - 4,35; Fe_2O_3 0,08 - 2,58; CaO 36,19 - 55,45; MgO 0,37 - 16,23; $CaCO_3$ 91,82 - 95,15; $MgCO_3$ 1,26 - 2,8
Известняки доломитизорованные	среднего-верхнего девона	CaO - 51,81; MgO - 2,52; SiO_2 - 0,29; R_2O_3 - 1,29

Обломочные отложения коры выветривания по химическому составу соответствуют коренным породам (известняки, доломиты), в той или иной степени измененным физическим и химическим выветриванием (Лунев, Сычкин, 1979). Изотопный состав вмещающих известняков соответствует составу типичных морских осадочных карбонатов.

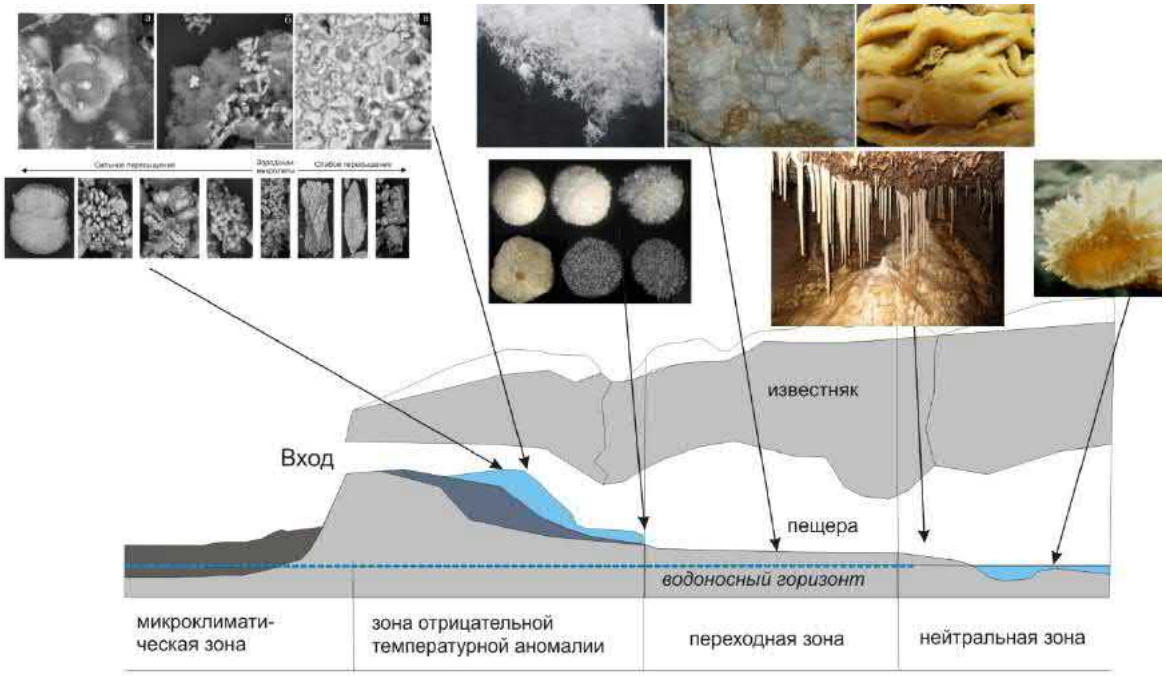


Рис. 3.53. Морфология новообразованных карбонатов в различных микроклиматических зонах в карбонатных пещерах Урала

Минералообразование в зоне отрицательной температурной аномалии. Для характеристики криогенных минералов карбонатных пещер Урала были выбраны пещеры с наибольшим многолетним оледенением на территории Северного – пещеры Медео и Еранка (Пермский край), Среднего – пещера Мариинская, Усьвинская Ледяная (Пермский край) – и Южного Урала – пещеры Аскинская и Киндерлинская (Башкортостан). Минералы отбирались с поверхности многолетних наледей из ледяного массива до глубины 1 м (отбор проб производился при помощи ледобура), со стен и из глинистого грунта. Наблюдения за поверхностью льда показали, что для наледей характерно неоднородное строение (рис. 3.54). В краевых частях наледей во многих пещерах, где мощность льда, по георадарным

исследованиям, составляет менее 1 м, лед перекристаллизован в полигональный агрегат, иногда размер индивидов льда достигает 10-15 см. Все захваченные минеральные примеси локализованы вдоль границ зерен и внутри пойкиллитовых кристаллов льда в виде ориентированных вростков. Остальная, более глубокая (до 3,5 м), часть сложена мутным значительно более мелкозернистым льдом.

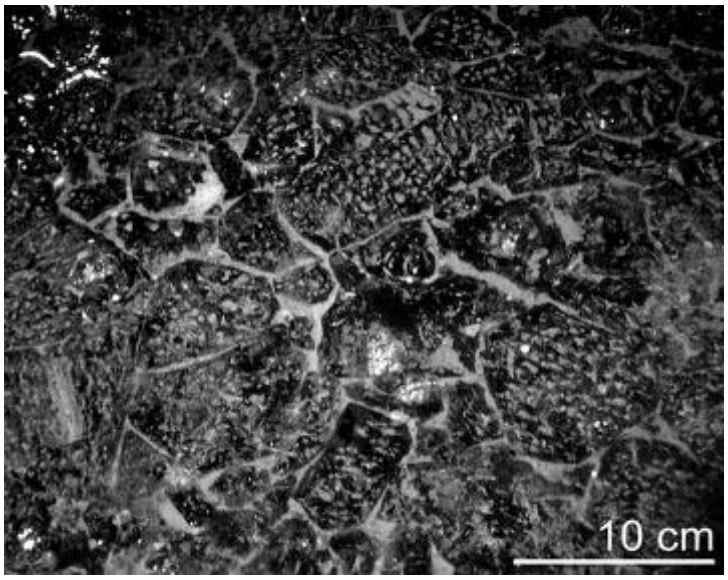


Рис. 3.54. Полигональное распределение криогенной муки внутри наледи в пещере Еранка

Анализ морфологии более 2000 тонкодисперсных частиц с поверхности наледей и из ледяных массивов показал, что они представлены кристаллами кальцита (пещера Киндерлинская, Аскинская, Усьвинская Ледяная, Еранка, Медео) и кальцитовыми агрегатами по икаиту и икаитом (пещера Медео, Еранка, Мариинская).

В карбонатных пещерах криогенная мука состоит главным образом из кристаллов икаита и кальцита 99,5%, кристаллы гипса встречаются редко. Морфология кристаллов зависит от насыщенности растворов и скорости замерзания.

Основной фазой мучнистого материала на поверхности наледей в пещерах Северного Урала являются икаитовые агрегаты, сложенные пластинчатыми, реже дипирамидальными субиндивидами длиной 30-150 мкм (рис. 3.55). Они имеют каркасную структуру и состоят из микролитов

размером 2-5 мкм. В строении отдельных апоикаитовых субиндивидов зафиксированы элементы футляровидного, решетчатого или хаотичного распределения микролитов.

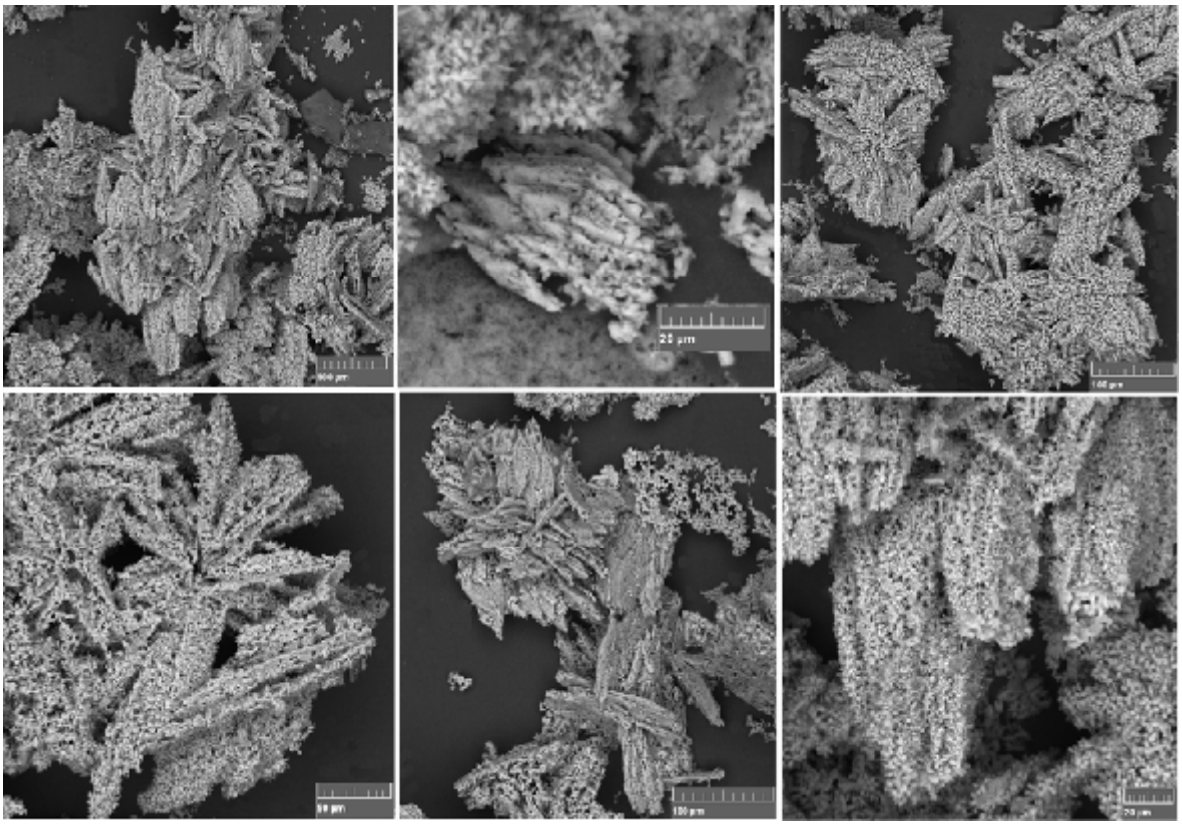


Рис. 3.55. Каркасно-футляровидные остовы агрегатов икаита

Пластинчатая и дипирамидальная форма, карбонатно-кальциевый состав и каркасно-микролитовое строение кристаллов позволяют считать их кристаллами икаита, которые претерпели обезвоживание, то есть они являются параморфозами кальцита по икаиту (рис. 3.56).

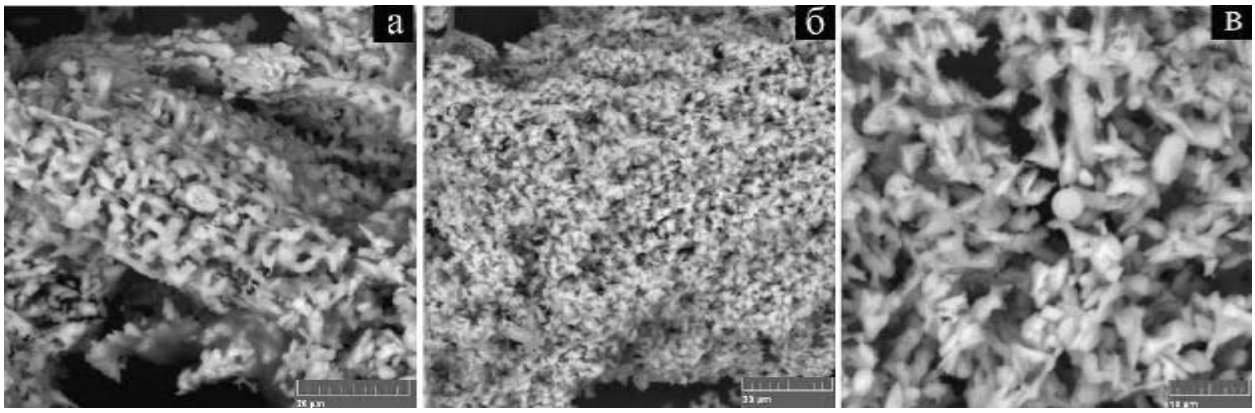


Рис. 3.56. Закономерно-решетчатый (а) и хаотический агрегат (б, в) микрокристаллов кальцита по индивидам икаита, с единичными включениями глобулей гипса (в)

Среди микролитовых агрегатов зафиксированы единичные глобули гипса. Реже отмечаются войлокоподобные агрегаты, состоящие из «волокон» сечением менее 0,1 мкм, в которых отмечаются обособления сферолитов и кристаллов кальцита гантелевидной формы с расщепленными вершинами (рис. 3.57). У многих агрегатов отмечена ровная поверхность, являющаяся, вероятно, основанием.

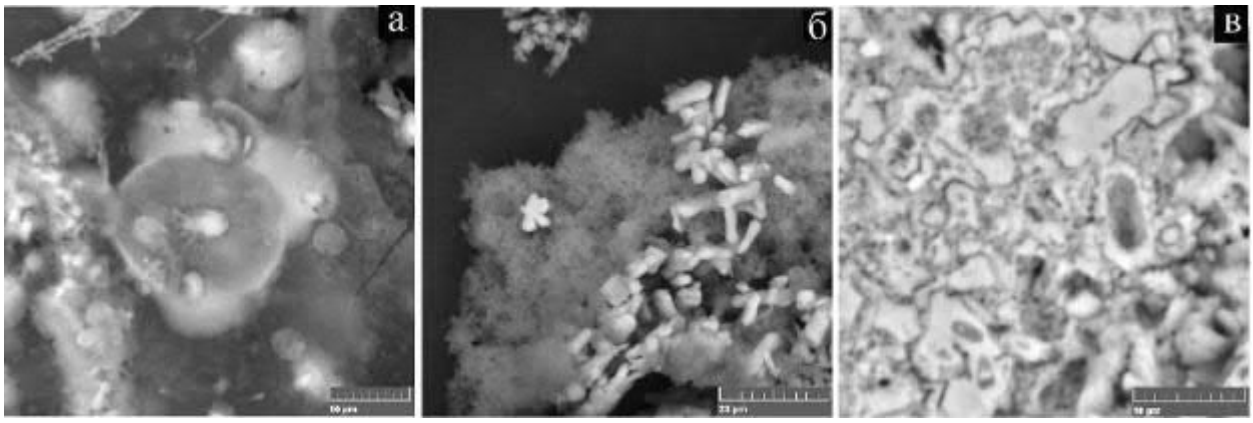


Рис. 3.57. Апоикаитовый «войлок» со сферолитовыми и кристаллическими зародышами кальцита (а,б), корочка из кристаллов икаита футляровидного строения (в)

В пробе из ледяного массива новообразования представлены главным образом кальцитом, икаит отмечается в подчиненном количестве. Зафиксировано, что кристаллы (и глобули) кальцита могут нарастать на различные подложки: костный и растительный детрит, обломки известняка, реликты икаитовых агрегатов и сферолитов.

Икаит из наледей представлен расщепленными кристаллами с элементами футляровидного строения, а также нетипичными для кальцита индивидами таблитчатой формы.

Внутри наледей встречается кальцит (пещера Мариинская, Еранка), который нарастает в виде кристаллов треугольного сечения на рыхлые обезвоженные сферолиты икаита (рис. 3.58).

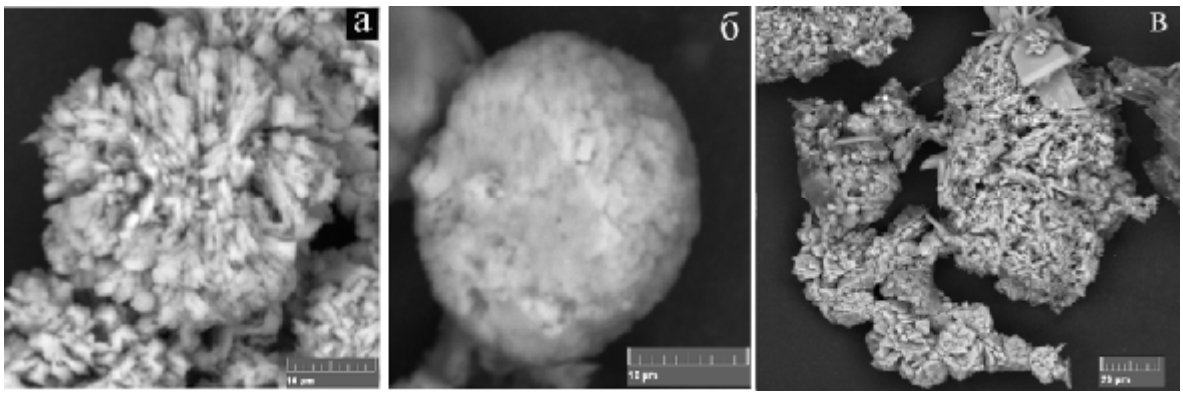


Рис. 3.58. Различные случаи обрастания икаита кальцитом: а, б – сферолита; в – сложный агрегат с кристаллами гипса

Отмечены и плотные сферолитовые агрегаты, сложенные, вероятно, полностью кальцитом. Предполагается, что более ранние индивиды икаита могли кристаллизоваться на поверхности льда в процессе его намерзания, а образование кальцита – при перекристаллизации льда. Кристаллы кальцита достигают в длину 40-50 мкм и сложены гранями острого и тупого ромбоэдров (рис. 3.59). Грани за счет проявления расщепления характеризуются блочной поверхностью. На многих агрегатах отмечается наличие ровного основания. Здесь также присутствует гипс, формирующий сростки уплощенных кристаллов (рис. 3.58 в).

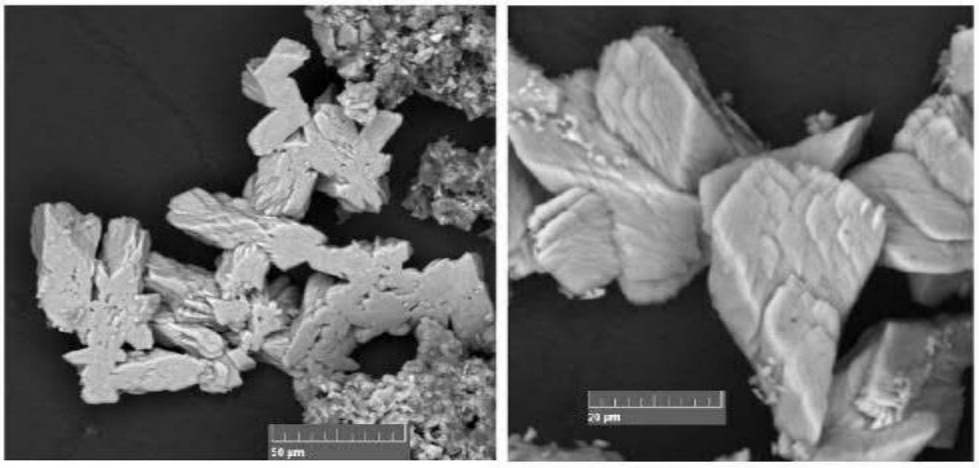


Рис. 3.59. Кристаллы кальцита с отпечатками роста на гладкой поверхности льда

Кальцит представлен гладкогранными, скелетными и антискелетными кристаллами острого и тупого ромбоэдров кальцита, расщепленными кристаллами, сферолитами, древовидными дендритами, фрагментами почковидных агрегатов – сферолитовыми корками (рис. 3.60). Их размер

варьируется от 40 до 600 мкм. Анализ морфологии тонкодисперсных частиц кальцита и известные представления о связи формы индивидов с концентрацией растворов (Григорьев, Жабин, 1975) позволили ранжировать их в морфологический ряд, отражающий степень пересыщения замерзающей воды (рис. 3.61). Предполагается, что при незначительном пересыщении зародыши минералов – микролиты преобразуются в более крупные плоскогранные индивиды, а при значительном – происходит постепенное расщепление с формированием гантелевидных и сноповидных образований, сферолитов с неровной и гладкой поверхностью или кораллитовых агрегатов.

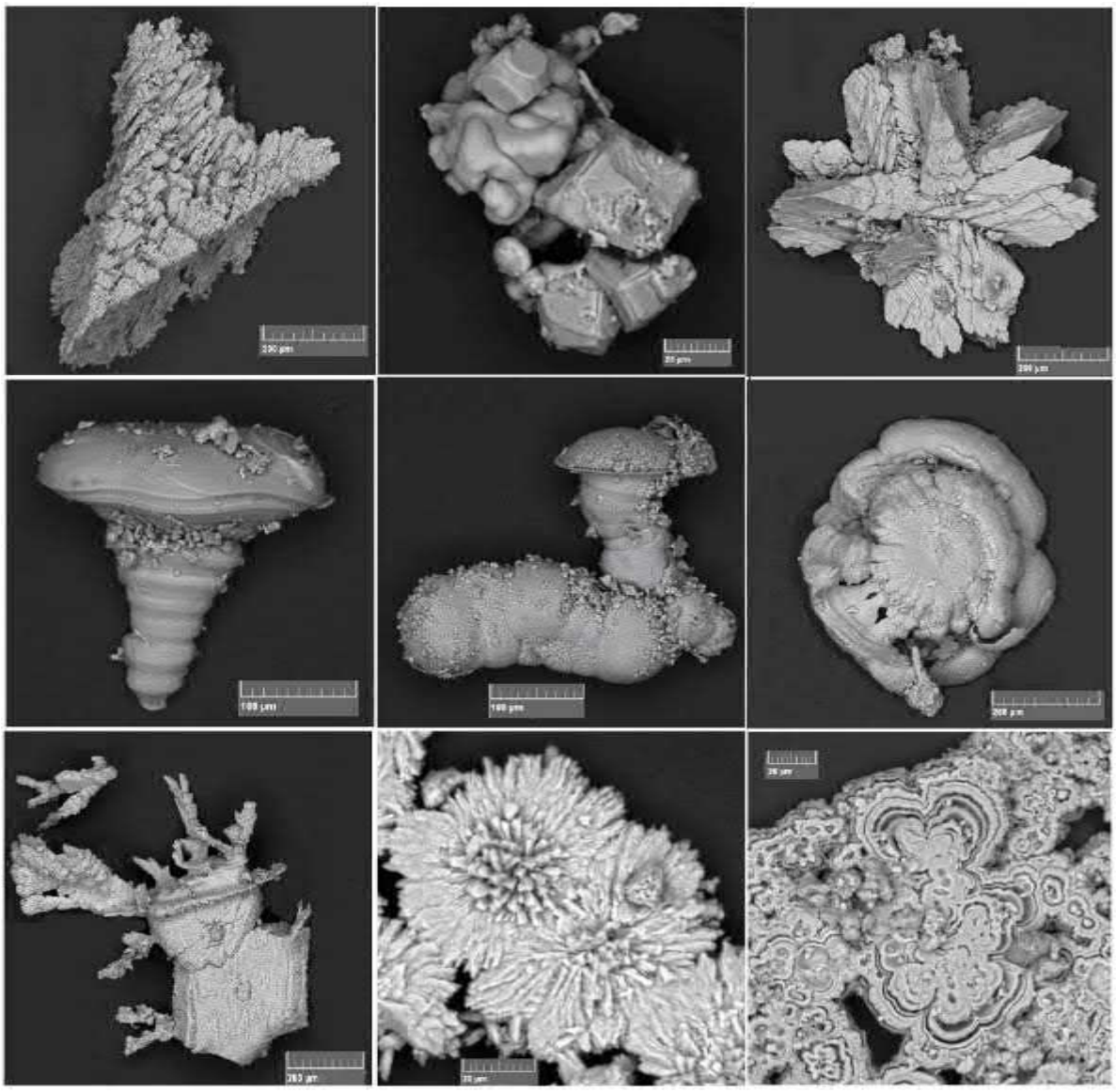


Рис. 3.60. Морфология кристаллов кальцита в карбонатной муке

С условиями недосыщения связывают формирование скелетных кристаллов. На поверхности наледей в основном распространены расщепленные и скелетные индивиды, сложенные комбинацией острого и тупого ромбоэдров. В ледяной толще, наряду с ними, зафиксированы обычные ромбоэдры с признаками антискелетного роста, что позволяет считать их специфичной формой, формирующейся в остаточной жидкости между кристаллами льда. Эти ряды отмечены как для кальцита, так и для икаита.

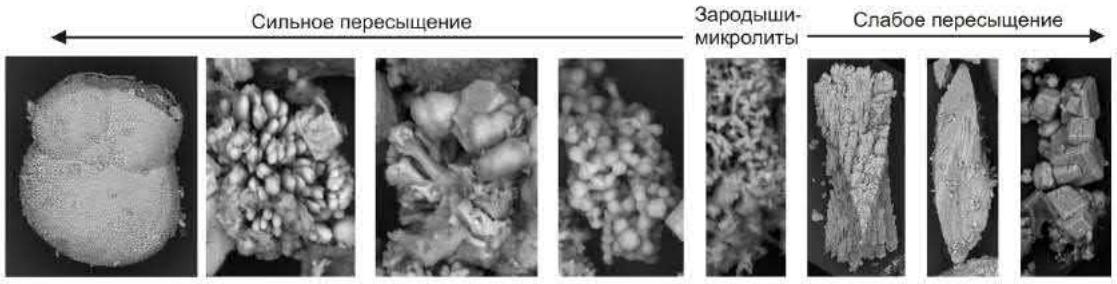


Рис. 3.61. Предполагаемый морфологический ряд выделений тонкодисперсных индивидов и агрегатов кальцита в зависимости от степени насыщения замерзающих растворов

Таким образом, при замерзании привнесенных водных растворов на поверхности наледи в карбонатных пещерах происходит отложение карбонатного (и в подчиненном количестве сульфатного) материала в виде тонкодисперсного (менее 150 мкм) материала – криогенной «муки», свидетельствующей о быстрой (шоковой) кристаллизации. Наличие признаков расщепления на микролитах и кристаллах свидетельствует о быстром дефектном росте. В пещерах Северного Урала существенное преобладание икаита на поверхности льда, кальцита – внутри наледи, а также наличие плоских оснований на их агрегатах, дают основание предполагать, что накопившийся на поверхности наледи икаит, высвобожденный при зимнем испарении льда, при взаимодействии с новой порцией поступившей воды обрастает кальцитом. Трансформация карбонатного материала может происходить и в процессе перекристаллизации льда. Наблюдаемые взаимоотношения отражают «старение» и обезвоживание первичного кристаллогидрата в процессе накопления ледяной массы.

Характеристика новообразованных карбонатов переходной зоны. На границе переходной зоны в пещере Киндерлинская были найдены и описаны похожие на пещерный жемчуг образования размером до 7 мм, локализованные в краевой части наледи (проба 2). Третья проба была отобрана на высоте 1 м из ниши на стене. Приуроченность большого количества отщепов к краевой части наледи может говорить о проявлении десквамации (шелушении и отслаивании горных пород), связанной с периодическим замерзанием воды на стенах переходной зоны (рис. 3.62).

Рис. 3.62. Краевая часть наледи, покрытая десквамационными отщепами известняка, мукой и жемчугом (проба 2). Пещерный жемчуг в нише на высоте 1 м (проба 3)

Изучение морфологии жемчужин показало, что они представляют собой сферолиты, состоящие из плоскогранных индивидов (остро-) ромбоэдрического кальцита (рис. 3.63).

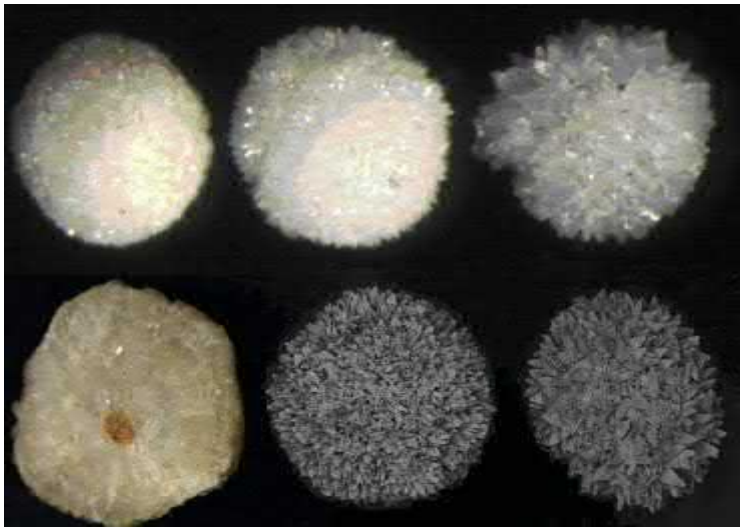


Рис. 3.63. Морфология и внутреннее строение жемчужин

В центральной части некоторых жемчужин отмечается один, реже несколько центров кристаллизации, в качестве которых выступают обломочные карбонатные и глинистые частицы, кристаллы более ранней генерации, костные остатки летучих мышей (рис. 3.64). Предполагается, что образование таких агрегатов могло произойти как за счет сферолитового роста расщепившихся зародышей, так и обрастания друзовидной корочкой кристаллов и костей летучих мышей. Предполагается, что криогенная мука смачивается в теплое время года (когда в переходной микроклиматической зоне присутствуют положительные температуры) и перекристаллизовывается.

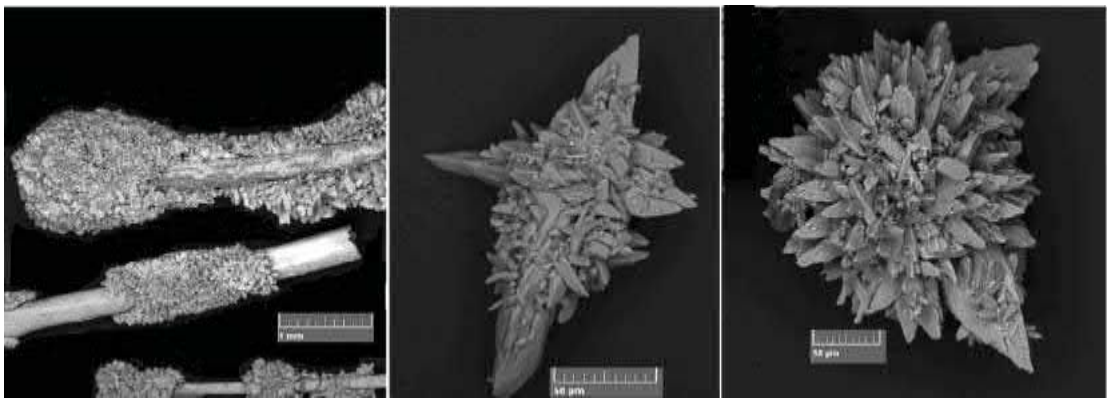


Рис. 3.64. Кости летучих мышей и ранние индивиды кальцита, обросшие друзовидной корочкой кальцита

В пещере Еранка нами впервые выделена новая группа минералов, отложение которых происходит из воды, подвергшейся сгущению в процессе частичного вымораживания. При температурах, близких к нулю, образуется более слабоминерализованный лед, а пересыщенный раствор стекает дальше, что приводит к осаждению ультрадисперсного волокнистого кальцита в виде «мягких» гур на наклонных поверхностях плоскостного стока и иногда к формированию суспензии тонкоигольчатых кристаллов («лунного» молока) на вертикальных и отрицательных участках стен, а также игольчатого карбонатного «пуха» на глинистом грунте.

Кальцитовый «пух», напоминающий сгустки плесени размером до 1-2 см, встречен на поверхности и внутри рыхлого глинистого субстрата.

Длина отдельных волокон в этих агрегатах достигает 1 см, а диаметр 0,3-1,5 мкм (рис. 3.65).

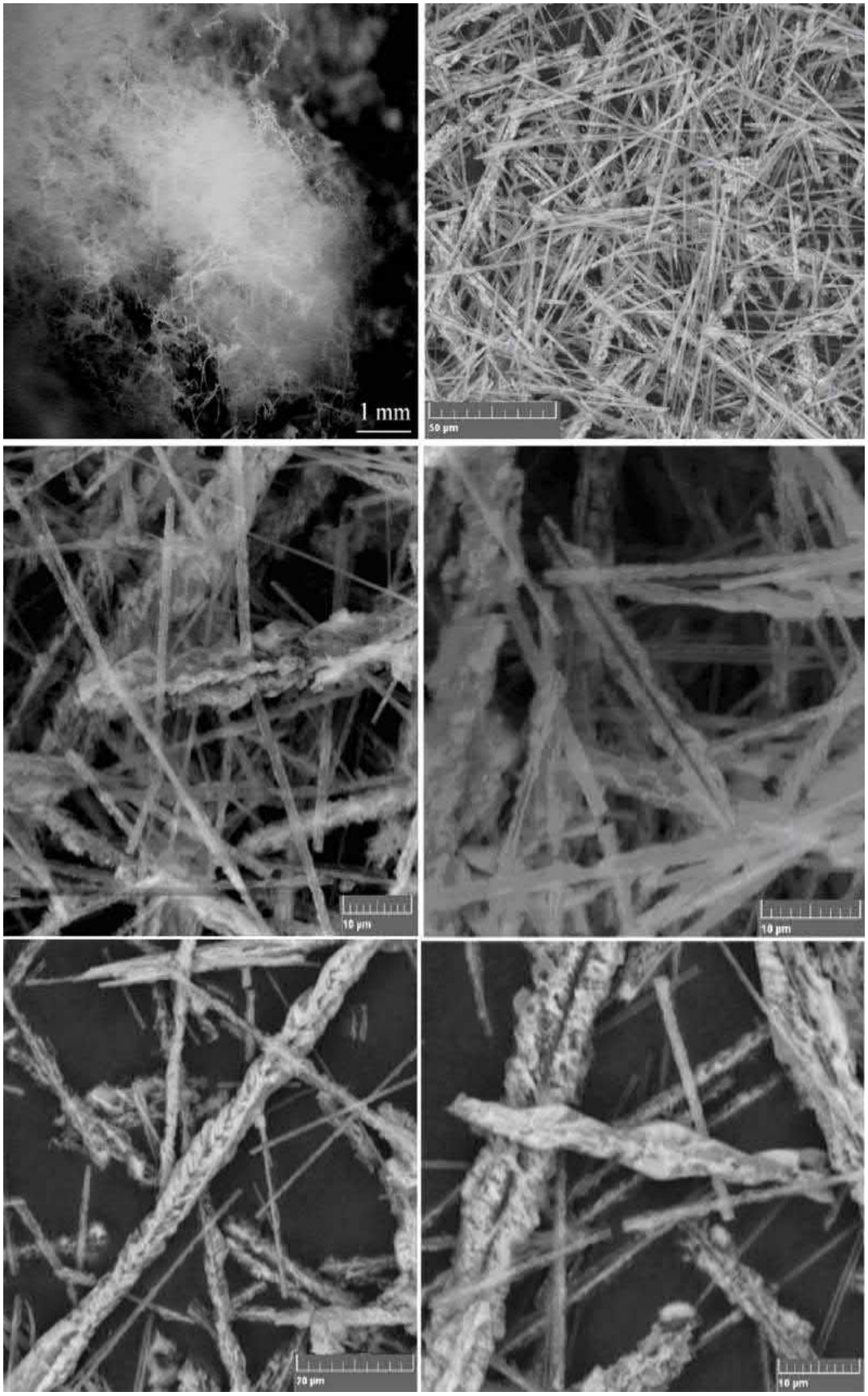


Рис. 3.65. Общий вид и детали строения «пуха»

Под электронным микроскопом видно, что преобладающая часть кристаллов представлена иглами (волокнами, фибрами), иногда н-образного сечения, составляющими на отдельных участках до 70 %. Остальная часть представлена сложными индивидами преимущественно колосовидной формы, представляющими собой волокно, обросшее ориентированными кристаллами кальцита, свидетельствующими о синтаксической природе. Диаметр этих колосков достигает 7 мкм. Изредка здесь отмечаются сростки относительно гладкогранных кристаллов кальцита и различные выделения гипса: каплевидные, дендритовидные и скелетно-реберные.

«Лунное» молоко широко развито на потолке и стенах в различных микроклиматических обстановках. Отмечены случаи его нарастания на сталактиты (рис. 3.66).

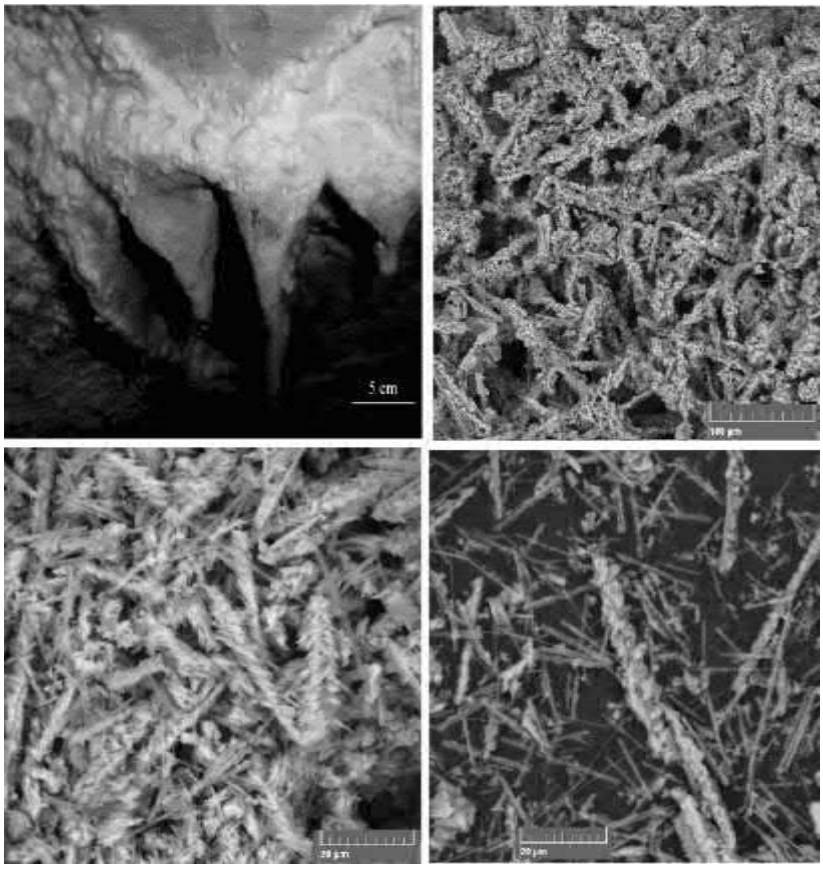


Рис. 3.66. «Лунное» молоко, наросшее на сталактиты и детали его строения

В пещере Еранка «лунное» молоко в переходной зоне, где положительные температуры близки к нулю, достигает мощности 5 см. Общая масса кристаллов в основном представлена колосовидными

(скелетными) агрегатами шириной до 7 мкм. Иглы (диаметром 0,3-0,8 мкм) встречаются в подчиненном количестве. При подготовке и высушивании молока на его периферии формируются новообразованные корочки гипса, свидетельствующие о наличии растворенного сульфат-иона в составе удерживаемой воды.

«Мягкие» гуры представляют собой наиболее экзотическое образование (рис. 3.67-3.68). Они формируют на наклонных стенах частично заполненные водой постройки, которые аналогичны обычным натечным гурам, но по консистенции напоминают промокшую бумагу и легко деформируются руками.

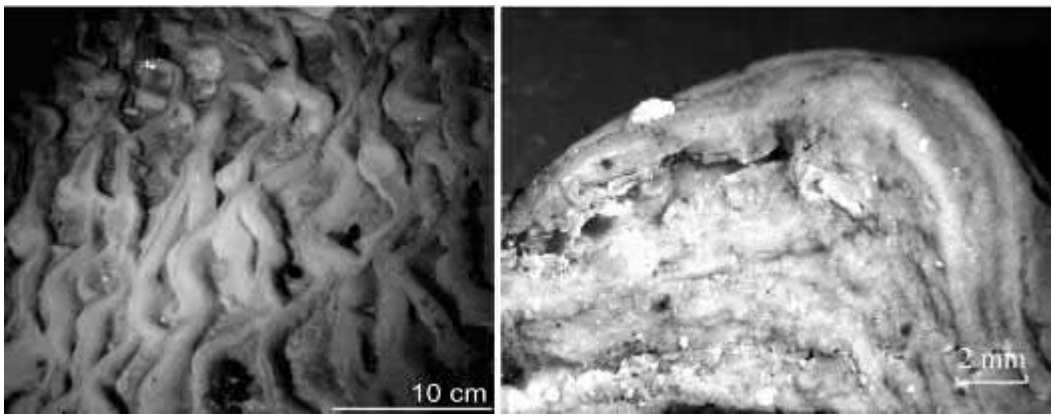


Рис. 3.67. Общий вид «мягких» гур и их слоистое строение в разрезе

При высыхании они резко теряют в объеме и становятся схожими с грубой бумагой. В разрезе таких гур нередко отмечается слабо выраженное слоистое строение, обусловленное чередованием более коричневатых и плотных слоев с белыми, более слизистыми.

Анализ фотоматериалов позволил проследить, что «пух», «лунное» молоко и «мягкие» гуры, несмотря на различное положение в пещере, представляют собой близкие минеральные образования, отличаясь только диаметром кальцитовых волокон и долей скелетных агрегатов. Так, сечение волокон в гурах, составляющее 0,04-0,06 мкм, увеличивается при переходе к «лунному» молоку (0,3-0,8 мкм) и «пуху» (0,3-1,5 мкм). Доля волокон, преобразованных в скелетные образования (вершинные и вершинно-реберные формы), увеличивается от «мягких» гур к «пуху», а затем к

«лунному» молоку, что может отражать смену плоскостного стока относительно недосыщенных растворов застойными условиями, где происходит их пересыщение. Об этом может говорить и зафиксированные в «пухе» и «лунном» молоке кристаллы гипса.

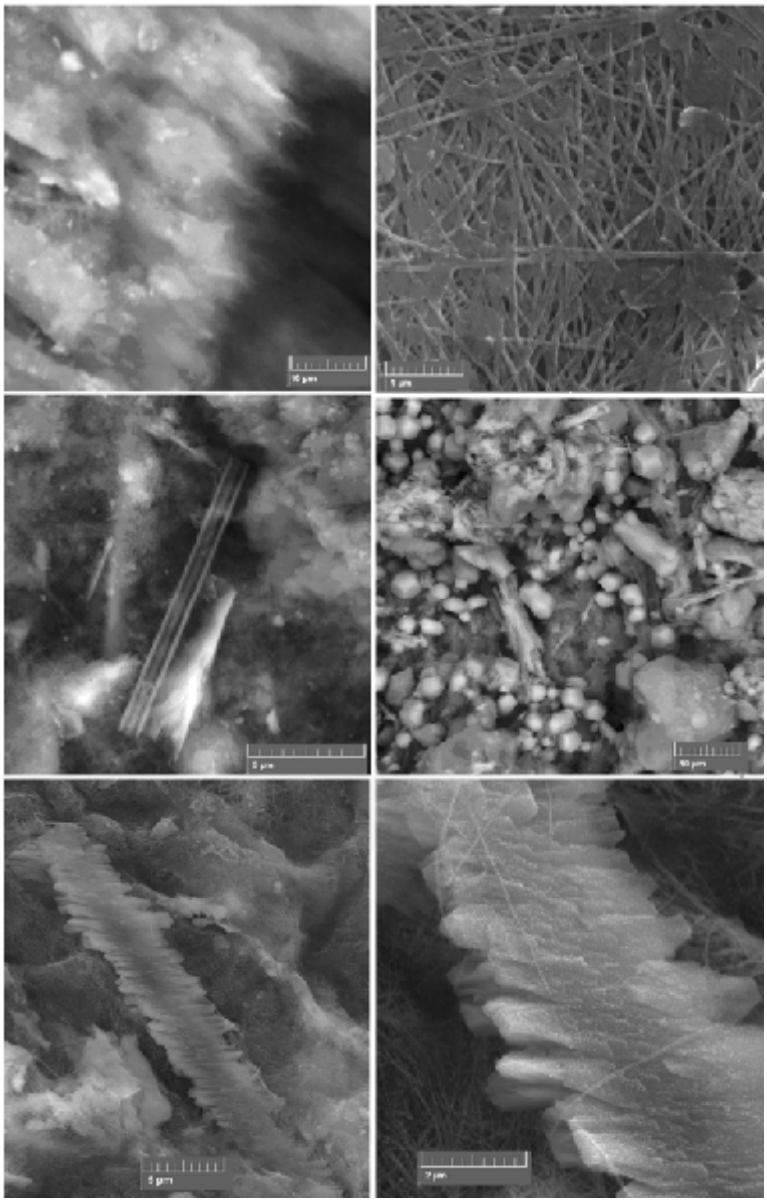


Рис. 3.68. Детали строения «мягких» гур

Отмечено, что углы между длинной осью синтаксически наросших микрокристаллов и центральным волокном могут варьировать в широком диапазоне, дающем основание предполагать, что кальцитовый стержень не имеет строгой кристаллографической ориентировки (рис. 3.69).

В единичных случаях отмечено проявление спирального закручивания,

что может быть связано с механическими деформациями волокон. Нестабильным также является габитус этих кристаллов. Предполагают, что их морфология определяется присутствием целого ряда ромбоэдров: от острых до тупых. Обычно в скелете субиндивиды огранены 1-2 ромбоэдрами. Отмечено также проявление локального растворения, проявившегося в «сглаживании» ребер и явлении расщепления, что также затрудняет уверенную диагностику присутствующих простых форм.

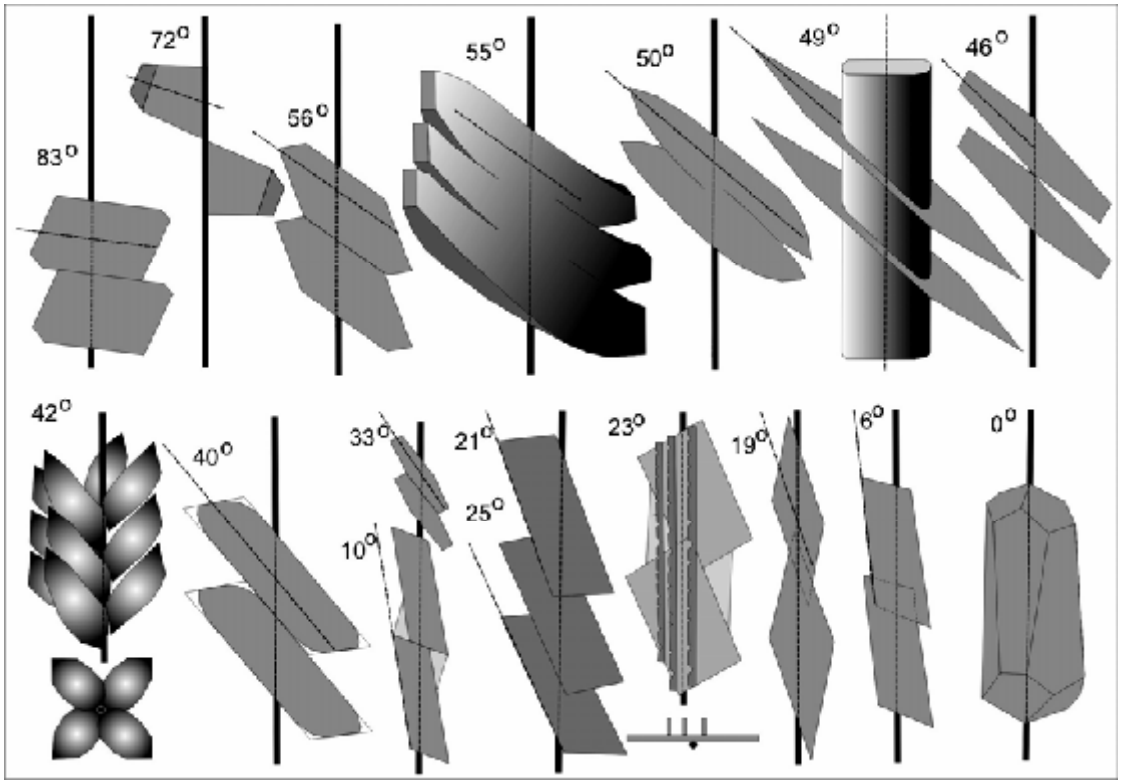


Рис. 3.69. Скелетные агрегаты, образованные при синтаксическом обрастании волокон кальцита из «пуха», «лунного» молока и «мягких» гур из пещеры Еранка

Природа волокнистых образований кальцита интерпретируется по-разному. Впервые подобные агрегаты из пещер были описаны 1555 г. под названием «mondmilch» К. Гесснером, который считал их грибным мицелием. В 1906 г. Л.Л. Ивановым было показано, что подобные агрегаты состоят из иголок кальцита, ориентированных по оси ***c*** кристаллов, и они были названы люблинитом. Во время Второй Мировой войны были выявлены схожие нитевидные образования, представленные техногенными

металлическими усами, названные вискерами, для которых в настоящее время известно несколько механизмов, реализация которых маловероятна для пещерных условий. М.Н. Малеев (1971) предположил рост природных нитевидных кристаллов из растворов, поступающих под давлением из пористого субстрата. Наращивание нитевидных кристаллов происходит при этом снизу. В минералогической практике известно, что нитевидные кристаллы типичны для легко растворимых галоидов, сульфатов и карбонатов (Maltsev, 1996).

В работе К. Хилл и П. Форти (Hil, Forti, 1997) приводится обзор существующих представлений о происхождении «лунного» молока, включая биогенное и абиогенное происхождение. Для последнего предполагают несколько механизмов: выветривание известняка и отложение из пересыщенных, в том числе замерзающих, растворов.

Представляется, что ключом к пониманию механизма роста кальцитовых волокон может служить частая встречаемость в виде нитевидных кристаллов сульфатов, галоидов и карбонатов. Легкая растворимость этих солей и относительно высокая минерализация растворов делает возможным резкое пересыщение на границе с воздухом и формирование специфических скелетных образований. Нами подобные игольчатые образования, которые названы «галитовым войлоком», длина которых более чем в сто раз превышает их сечение, зафиксированы на поверхности подземного водоема в выработках Первого Березниковского рудника (Чайковский и др., 2006). Функционирование этих минералообразующих сред, вероятно, поддерживается сезонными колебаниями температуры, обеспечивающими охлаждение стен и конденсацию новых порций влаги для формирования «лунного» молока, а также колебаниями плоскостного стока, определяющего слоистое строение «мягких» гур. Отличие в размерах волокон и степени их обрастания гладкогранными кристаллами связано, по нашему мнению, с различной степенью испарения и, соответственно, пересыщения. Так, меньшая

обводненность «лунного» молока и, соответственно, большая степень пересыщения по сравнению с «мягкими» гурами, отражаются в более крупном размере иголок кальцита и в большем количестве скелетных колосовидных агрегатов.

Испарение в поверхностном слое и пересыщение приводят к формированию волокон различной кристаллографической ориентировки, которые при последующем погружении могут обрастать синтаксическими микрокристаллами. Предполагается, что образование «пуха» происходило на пористой глинистой подложке за счет осмотического подтока растворов по капиллярам.

Характеристика новообразованных карбонатов нейтральной зоны. Так как минералообразование в нейтральных зонах пещер изучено достаточно хорошо, кратко перечислим основные спелеотемы, которые встречаются в уральских пещерах.

Практически во всех карбонатных пещерах Урала в нейтральной зоне широко представлены натечные коры, сталактиты, сталагмиты, «лунное» молоко, гуры и кораллиты.

Подземные воды инфильтруются через почвенный покров и карбонатный массив, насыщаясь CO_2. При достижении водой карстовых полостей, происходит дегазация диоксида углерода и кальций выпадает в осадок, откладываясь в нейтральной зоне пещер. Для натечных кор и спелеотем характерно наличие как сезонной слоистости, так и радиально-лучистого строения, типичного для таких агрегатов. Чаще всего карбонаты теплой зоны пещер представлены арагонитом и кальцитом, реже доломитом (рис. 3.70).

Отложение кальцита в нейтральной зоне зависит от поступления и стекания инфильтрационных, грунтовых и конденсационных вод. Из медленно капающих вод образуются сталагмиты и сталактиты, натеки образуются на наклонных поверхностях. Кораллиты растут в тонкой пленке воды на стенах.

Рис. 3.70. Натечные образования пещер: натечные коры, сталактиты, сталагмиты и сталагнаты (колонны) в пещере Геологов-3 (слева), «лунное» молоко в пещере Геологов-2 (справа)

В отличие от переходной зоны, где «лунное» молоко формируется из переохлажденных растворов, в нейтральных зонах пещер для образования молока предложено несколько механизмов. Наряду с теорией о биогенном происхождении, связанном с жизнедеятельностью микроорганизмов, существует и версия, при которой молоко может представлять собой остаточный продукт растворения и дезинтеграции коренной породы, а также осадок из конденсационных растворов (Hill, Forti, 1997).

Минеральные образования в озерах представлены кристаллами на дне и стенах, оторочками и минеральными пленками (рис. 3.71).

Рис. 3.71. Кораллиты на стенах Пашийской пещеры (слева), гуры и кристаллы кальцита, сформировавшиеся в воде в пещере Грез (справа, фото А. Скрипальщиковой)

Если угол между стеной и озерной гладью составляет больше 90 градусов, то при испарении воды на стенах происходит образование оторочек. Датирование

кальцита и привязка этих природных отметок горизонтального стояния воды помогают установить палеоуровни воды в озерах. Если стены расположены под острым углом к поверхности, то формирования оторочек не происходит. Формирование кальцитовых пленок на поверхности озер происходит за счет испарения воды и дегазации CO_2.

Происхождение пещерного жемчуга связано с наличием постоянной капели. В мелких водоемах (лужах и др.) на дне находятся песчинки и камешки, которые постоянно вращаются благодаря попадающим на них каплям. С течением времени на «зародышах» появляется кальцитовая пленка, образующая сферолит (рис. 3.72).

Рис. 3.72. Пещерный жемчуг, сформированный в мелких проточных ванночках

Из капиллярной воды, поступающей из небольших каналов, образуются экструзивные формы (например, геликтиты и антолиты). Кристаллографическая ориентировка индивидов в них может быть различна.

Во многих пещерах в нейтральных зонах сформировались мощные толщи глин и гравийно-галечниковых прослоев, отложенных подземными водотоками (рис. 3.73).

Наиболее полно морфологические формы спелеотем нейтральных зон в карбонатных пещерах охарактеризованы в работе К. Хилл и П. Форти (1997).

Рис. 3.73. Толща глинистых отложений в пещере Кутук-2 (Башкортостан)

3.3.2. Индикаторные отличия в изотопном и химическом составе, связанные с микроклиматической зональностью, выявленные в новообразованных карбонатах карбонатных массивов

Для установления отличия в **химическом составе** криогенных минералов было выполнено 50 анализов по пробам, отобранным из льда, с поверхности наледи и ниши. В качестве примеси в кальците установлена примесь магния. Минимальное ее количество (до 1,8 ат. %) зафиксировано в жемчужинах. Для микрокристаллов из криогенной муки содержание магния достигает 6,15 ат. % во льду, 45,12 ат. % – на поверхности наледи, 47,52 ат. % – в нише (рис. 3.74). Пространственное положение исследованных образований и их химический состав позволяют предполагать, что жемчужины формировались при положительных температурах в водных пленках, образованных при таянии льда в краевой части наледи.

Низкомагнезиальные микрокристаллы муки, извлеченные из льда, возможно, формировались из жидких включений, расположенных между кристаллами льда. Наиболее магнезиальные микрокристаллы с поверхности наледи и в нише росли в пленке раствора, состав которого за счет вымораживания становился все более минерализованным.

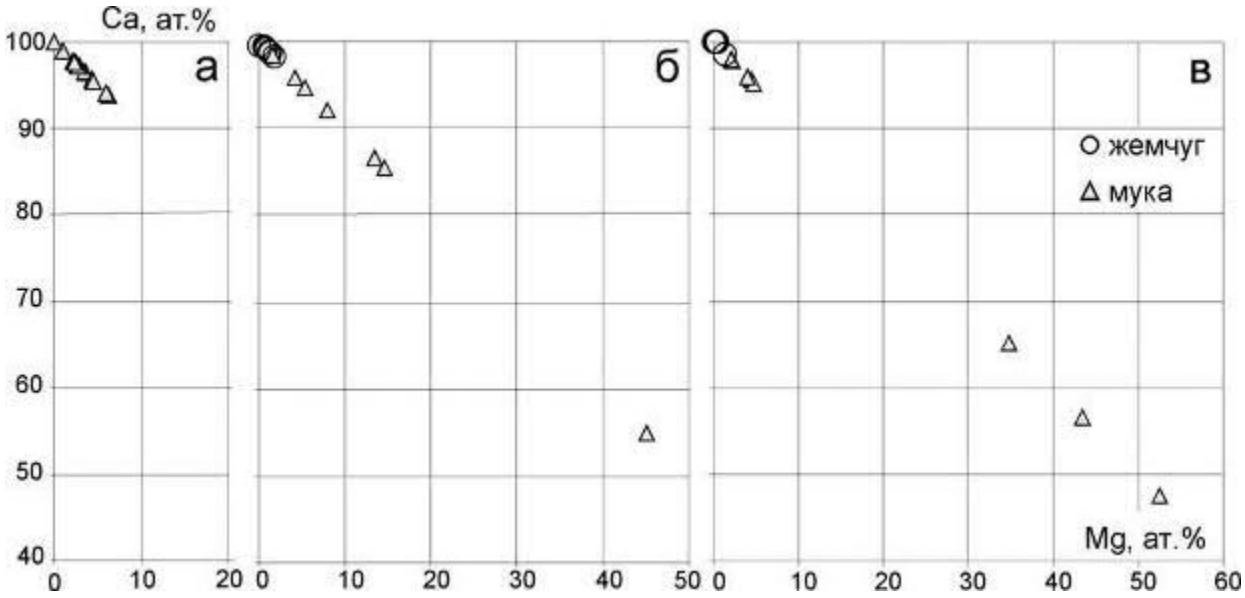


Рис. 3.74. Соотношение кальция и магния в минеральных фазах из льда (а), с поверхности наледи (б) и ниши (в)

Для исследования вариаций химического состава «пуха», «лунного» молока, «мягких» гур и криогенной муки, описанных в пещере Еранка, было выполнено около 30 локальных анализов, показавших их принадлежность к карбонату кальция. В качестве устойчивых примесей установлены только оксиды магния и серы (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Вариации состава примесей в исследованных карбонатах, мас.%

Оксиды	Минеральные образования			
	мука	«пух»	«лунное» молоко	«мягкие» гуры
MgO	н.о.	0-1,65	0-1,40	0-4,03
SO_3	0,80-2,19	0-6,70	0-5,94	0-0,94

В пещере Еранка для локализованной во льду карбонатной муки, которая связывается с замораживанием, количество примесей минимально (рис. 3.75), что может говорить об относительно спокойных условиях кристаллизации.

Максимальные вариации количества примесей в «пухе» и «лунном» молоке из переходной зоны пещеры Еранка могут отражать существовавшие значительные колебания минерализации, о чем косвенно говорит и присутствие в них гипса.

Наличие магния в «мягких» гурах может говорить о проявившейся в них сезонной перекристаллизации.

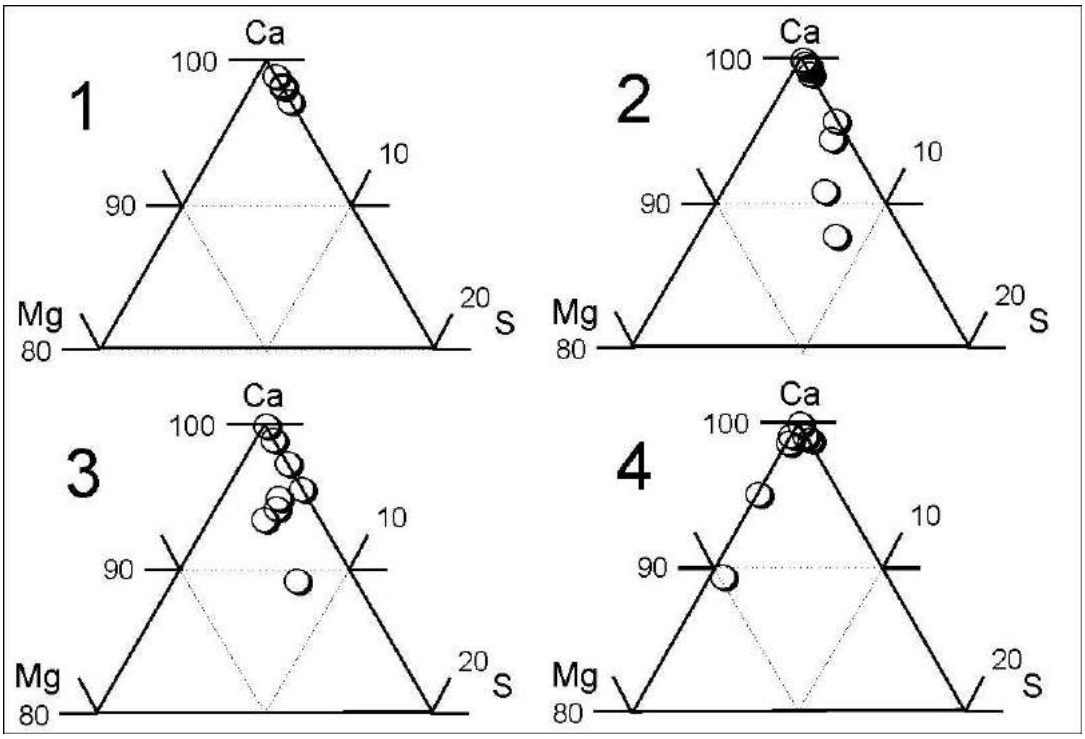


Рис.3.75. Сравнительный анализ и вариации Ca–Mg–S (атомн. кол-ва) в карбонатом материале пещеры Еранка: 1 – мука; 2 – «пух»; 3 – «лунное» молоко; 4 – «мягкие» гуры

Изотопный состав вмещающих известняков соответствует составу типичных морских осадочных карбонатов (поле I, рис. 3.76).

Натечные образования из пещер Мариинская, Холодная, Еранка, Малая и Махневская (поле II) по изотопному составу соответствуют области распределения обычных спелеотем европейских пещер, но облегчены по кислороду (Richter et al., 2010).

Изотопный состав всех имеющихся минеральных образований озер оказался схожим с составом натечных образований. Вероятно, это обусловлено высокой влажностью пещер и незначительным испарением, что препятствует существенному разделению изотопов.

Четвертый тренд был выявлен для сферолитов (0,5-7 см) и расщепленных кристаллов, которые формировались в межледниковые периоды, когда уровень оттаявшего грунта достигал верхней части пещер (Zak et all., 2012). Они характеризуются существенно облегченным составом кислорода, что связывается с

медленной совместной кристаллизацией кальцита и льда. Наиболее полно древние криогенные обстановки в пещерах Урала и их изотопные маркеры будут рассмотрены в 5-й главе диссертации. Такой же облегченный состав кислорода зафиксирован в современных тонкодисперсных (30-50 мкм) сферолитах из пещеры Мариинская.

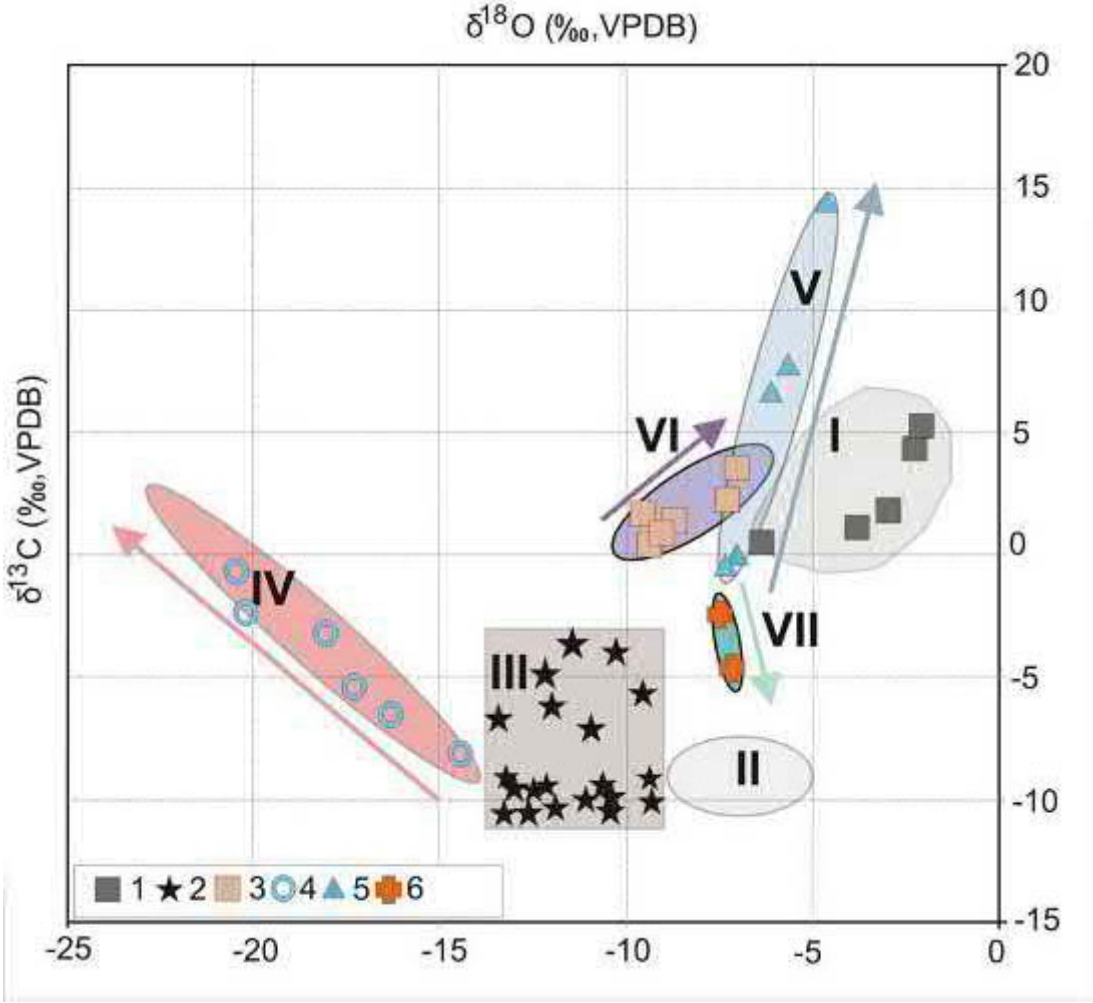


Рис.3.76. Изотопный состав первично-осадочных и вторичных карбонатов Уральских пещер: 1 – известняки среднего и нижнего карбона, нижней перми, девона (пещера Российская, Дивья, Аскинская, Киндерлинская, Еранка); 2 – натечные отложения (коры, сталагмиты и сталактиты) и кристаллы кальцита из пещерных озер; 3 – «лунное» молоко, кальцитовый пух, «мягкие» гуры из пещеры Еранка; 4 – новообразованный кальцит, сформировавшийся при медленном замерзании раствора в зоне отрицательной температурной аномалии; 5 – криогенная мука из пещер Урала; 6 – регелогенный «жемчуг» из пещеры Киндерлинская; римскими цифрами показаны поля минеральных образований: I – состав типичных морских осадочных карбонатов (Силаев и др., 2008); II – волокнистого кальцита из почвы (Milliere L. et al., 2011); III – натечные образования, сформировавшиеся в теплых (нейтральных) зонах из пещер Урала; IV – тренд, выделенный по (Ћбk et al., 2012) криогенных сферолитов и кристаллов из пещер Европы; V – шоковое замерзание и образование криогенной «муки» в пещерах Европы и Северной Америки по (Richter et al., 2010); VI – образование карбоната из растворов при частичном вымерзании в переходной зоне; VII – тренд, связанный с перекристаллизацией криогенной муки во время таяния льда в переходной зоне и образованием «жемчуга»

Криогенная мука из пещер Северного (Медео, Еранка), Среднего (Усьвинская Ледяная) и Южного Урала (Победа, Аскинская), образованная при быстрой (шоковой) кристаллизации, характеризуется резким утяжелением углерода и незначительным изменением кислорода (поле V).

Изотопный состав агрегатов волокнистого карбоната из переходных зон пещер (поле VI), происхождение которых связано с испарением растворов на глинистой подложке («пух»), на стенах и потолке пещеры («лунное» молоко) и наклонных поверхностях («мягкие» гуры), несмотря на единую природу водных растворов, отличается от обычных натечных образований. Различные фациальные обстановки проявления волокнистого кальцита в переходной зоне пещеры Еранка, значительные вариации поперечного сечения нитей (почти два порядка), существенное отличие по изотопному составу от почвенных образований (поле II, Milliere L. et al., 2011), отсутствие органики (грибов, водорослей и др.) не позволяют предполагать в качестве минералообразующей среды биогенные субстраты. Если для расположенного на глинистой подложке «пуха» применим механизм образования таких агрегатов при высачивании из пористой подложки, предложенный М.Н. Малеевым (1971), то для «мягких» гур и «лунного» молока он не пригоден.

«Лунное» молоко, кальцитовый «пух» и своеобразные «мягкие» гуры могут представлять собой единый эволюционный ряд отложения карбоната кальция из частично вымороженных вод. Более пологий наклон тренда фракционирования, по сравнению с криогенной мукой, обусловлен более медленной дегазацией CO_2, происходящей при частичном вымораживании во время стекания растворов через охлажденную часть пещеры.

Пещерный «жемчуг» из пещеры Киндерлинская (Победа), образованный в краевой части наледи при таянии льда в результате регалогенеза, формируется за счет высвобождения и перекристаллизации оттаявшей криогенной муки в пленке воды. Впервые такие образования были выявлены в Румынии в пещере Скаришоара (Zak et al, 2008).

Изотопный состав такого карбоната (поле VII) характеризуется незначительным утяжелением изотопного состава углерода по отношению к исходной муке. Возраст «жемчужин», установленный U/Th датированием, позволяет нам предположить, что оледенение в пещере существовало последние 1,9 тыс. лет.

Таким образом, во всех исследуемых пещерах были выявлены несколько типов минералообразующих обстановок. В зоне отрицательной температурной аномалии пещер минералы встречены как в самом ледяном массиве, так и на его поверхности.

В переходной зоне на поверхности плоскостного стока выявлены своеобразные «мягкие» гуры, на вертикальных и отрицательных участках стен скопления «лунного» молока, карбонатный «пух» на глинистом грунте, а также жемчуг. Современная кристаллизация в нейтральной зоне в основном характеризуется натечными отложениями (коры, сталагмиты и сталактиты) и кристаллами.

Таким образом, изотопный состав и морфологическое разнообразие карбонатов позволили выявить механизмы и активность процессов минералообразования в различных микроклиматических зонах пещер.

Впервые выделены 4 типа различной криогенной минерализации:

1) связанный с шоковой кристаллизацией растворов;

2) связанный с процессами перекристаллизации сульфатных и карбонатных микрочастиц при медленном замерзании растворов;

3) связанный с процессами перекристаллизации увлажненной «гипсовой муки» при таянии льда при положительных температурах;

4) связанный с частичным вымораживанием при стекании растворов по охлажденной породе или льду.

3.4. Отражение современной широтной зональности в геохимии карбонатных пещер (натечные образования, «лунное» молоко и др.)

Субмеридиональная ориентировка Урала позволяет рассматривать его как прекрасный модельный объект широтной климатической зональности, которая должна проявиться в определенной вариации изотопов С и О карбонатов, формирующихся в пещерах.

Изотопное фракционирование кислорода зависит от состава атмосферных осадков и температуры. В отличие от кислорода, фракционирование изотопов углерода менее чувствительно к температуре и зависит от количества растворенного карбоната из разных источников: атмосферных осадков, почвы, растительности и вмещающих известняков.

Годовое количество осадков на изученных территориях практически равно и варьируется в пределах от 500 до 700 мм в год.

Объектами исследования на территории Полярного Урала являлись пещеры В.Н. Чернецова, Академическая (хребет Янганапэ); Северного Урала – пещеры Дивья, Медео, Еранка, Холодная; Среднего Урала – пещеры Махневская Ледяная, Мариинская, Кизеловская (Виашерская), Российская; Южного Урала – Киндерлиская, Аскинская и Сосенки-5. Для сравнительной характеристики были отобраны травертины из источников Пымва-Шор (Полярный Урал), Плакун (Средний Урал) и Кургазак (Южный Урал). Отбор образцов в пещере Сосенки-5 (Южный Урал) проводился А. Скрипальщиковой.

Отличие морфологии и отражение современной широтной зональности необходимо выявлять в основных генетических группах карбонатов (натечные формы, криогенные минералы, «лунное» молоко и др.), а также учитывать при сравнении микроклиматическую зональность пещер. Натечные и кристаллические образования пещерных озер из нейтральных зон пещер Северного, Среднего и Южного Урала морфологически не отличаются друг от друга.

Минералообразование в пещерах Полярного Урала проходит в условиях вечной мерзлоты при весьма низкой активности процессов растворения. В отложениях практически нет переотложенного карбоната в виде натечных кор. В пещере Академическая на стенах зафиксированы небольшие кораллиты.

В пещере им. В.Н. Чернецова зафиксированы две фациальные обстановки роста современных минералов. Первая реализуется в тонкой пленке мучнистого налета, тяготеющего к углублениям на стенах и потолке (рис. 3.77).

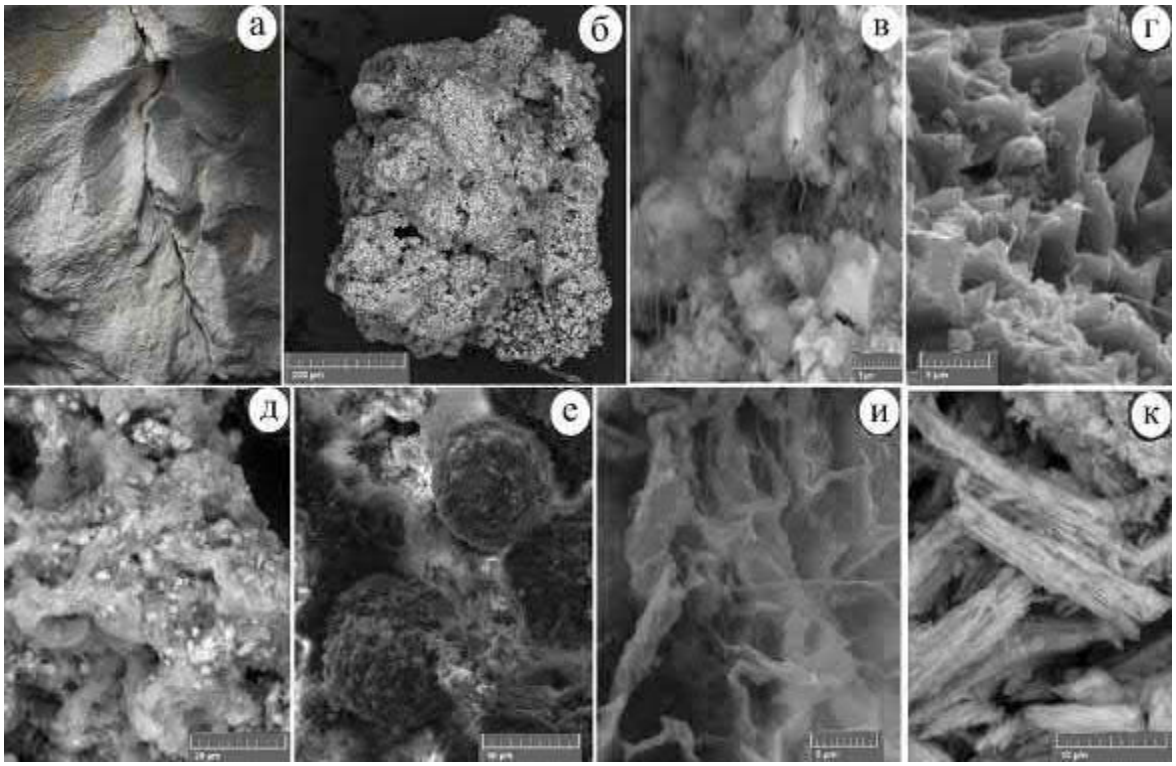


Рис. 3.77. Современные новообразования в п. им. В.Н. Чернецова: а – мучнистый налет на стенке, б – общий вид минерально-органических агрегатов; в, г – остаточная и коррозионная поверхность карбонатов с мицелиальными нитями; д-и – совместные агрегаты органических соединений с реликтами зерен кальцита и доломита; к – пластинчато-скелетные кристаллы кальцита по икаиту

Здесь установлены продукты химической дезинтеграции известняка в виде отдельных зерен, нередко с коррозионной и регенерированной поверхностью, мицелиальные нити, совместные губчатые и глобулярные агрегаты органических соединений (вероятно, фульфиновой кислоты) с реликтами зерен кальцита и доломита, а также новообразованные

пластинчато-скелетные образования, возможно, представляющие собой псевдоморфозы кальцита по икаиту (рис. 3.77-к).

Предполагается, что стекающая по стенам пленка обогащенной органикой воды вызывает коррозию известняков, а также выступает в качестве питающей среды для икаита и бактерий.

Вторая обстановка современного минералообразования локализована в глинистом субстрате, сформированном при поступлении через органные трубы воды и обломочного материала. В отложениях обнаружены кристаллы и агрегаты кальцита размером от 100 микрон до 2 мм (рис. 3.78-а).

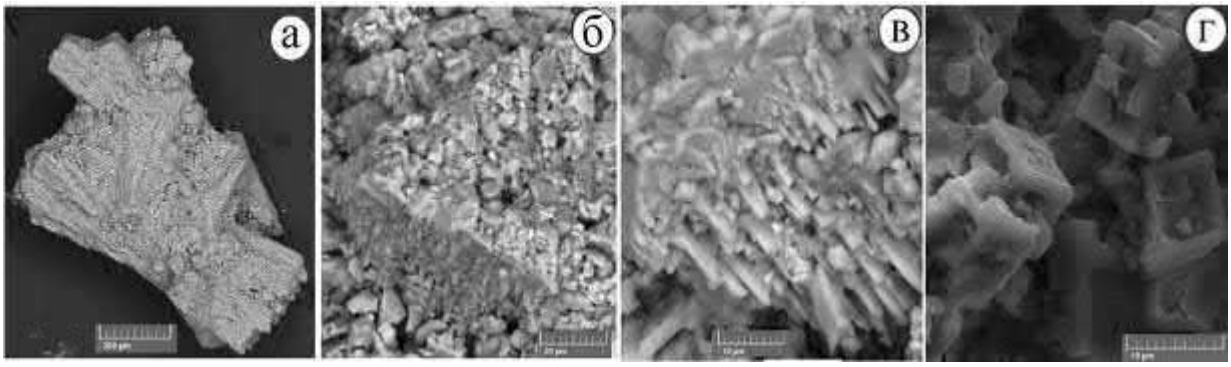


Рис. 3.78. Кристаллы и агрегаты кальцита, образованные в глинистом субстрате: а – общий вид; б-г – фрагменты скелетных кристаллов кальцита призматического габитуса и ромбоэдрического габитуса

Крупные кристаллы скелетно-каркасного строения слагают сложные индивиды призматического габитуса (рис. 3.78-б, в). Нарастающие на них более мелкие индивиды представлены ромбоэдрическими реберными формами (рис. 3.78-г). Зафиксированные в глине образования отражают условия затрудненного роста.

В условиях вечной мерзлоты вода, поступающая в пещеры, очень быстро замерзает. Пещеры находятся близко (5 м) от поверхности, инфильтационные воды, поступая по трещинам, не успевают насыщаться карбонатом, растворение породы в таких условиях практически не происходит. При замерзании растворов на стенах и в трещинах карстовых полостей происходит десквамация породы и ее разрушение. Предполагается, что основным агентом современного карстования, несмотря на суровость

климата, являются микроорганизмы и органические кислоты, а также морозное выветривание.

Наиболее резкие отличия в морфологии кристаллов пещер Северного, Среднего и Южного Урала можно увидеть в криогенных образованиях из зон отрицательной температурной аномалии (рис. 3.79).

Основными аутигенными минералами наледей всех широтных зон являются кальцит и более редкий икаит. Для них реконструированы морфологические ряды, отражающие степень пересыщения растворов.

Икаит отмечен только в пещерах Северного и Среднего Урала, что, возможно, связано с более низкой среднегодовой температурой местности, наибольшее разнообразие морфотипов икаита зафиксировано в пещерах Северного Урала, максимальное разнообразие морфотипов икаита наблюдается в п. Еранка.

Криогенная мука южноуральских пещер сложена скелетными кристаллами (разнообразные комбинации пинакоида и ромбоэдра), дендритами, полусферолитами с гладкой подошвой и сферолитами кальцита. В п. Киндерлинская внутри наледи также отмечено присутствие кристаллов с признаками антискелетного роста. Наибольшее разнообразие морфотипов кальцита отмечено для пещер Южного Урала (Аскинская и Киндерлинская пещеры).

Единый механизм формирования сталактитов, сталагмитов, гур, кораллитов и кристаллов кальцита из озер нейтральной зоны выражается в одинаковом изотопном составе C и O (рис. 3.80-А). Сопоставление этих карбонатов из различных широтных климатических зон показало, что наиболее тяжелыми по углероду оказались минералы из пещер Среднего Урала, за которыми следуют образования Северного, а затем Южного. Нарушение зональности может быть связано с изменением климата во времени, особенностью почвенного субстрата над карстовым массивом, аэродинамикой пещер, провоцирующей активное испарение, и др.

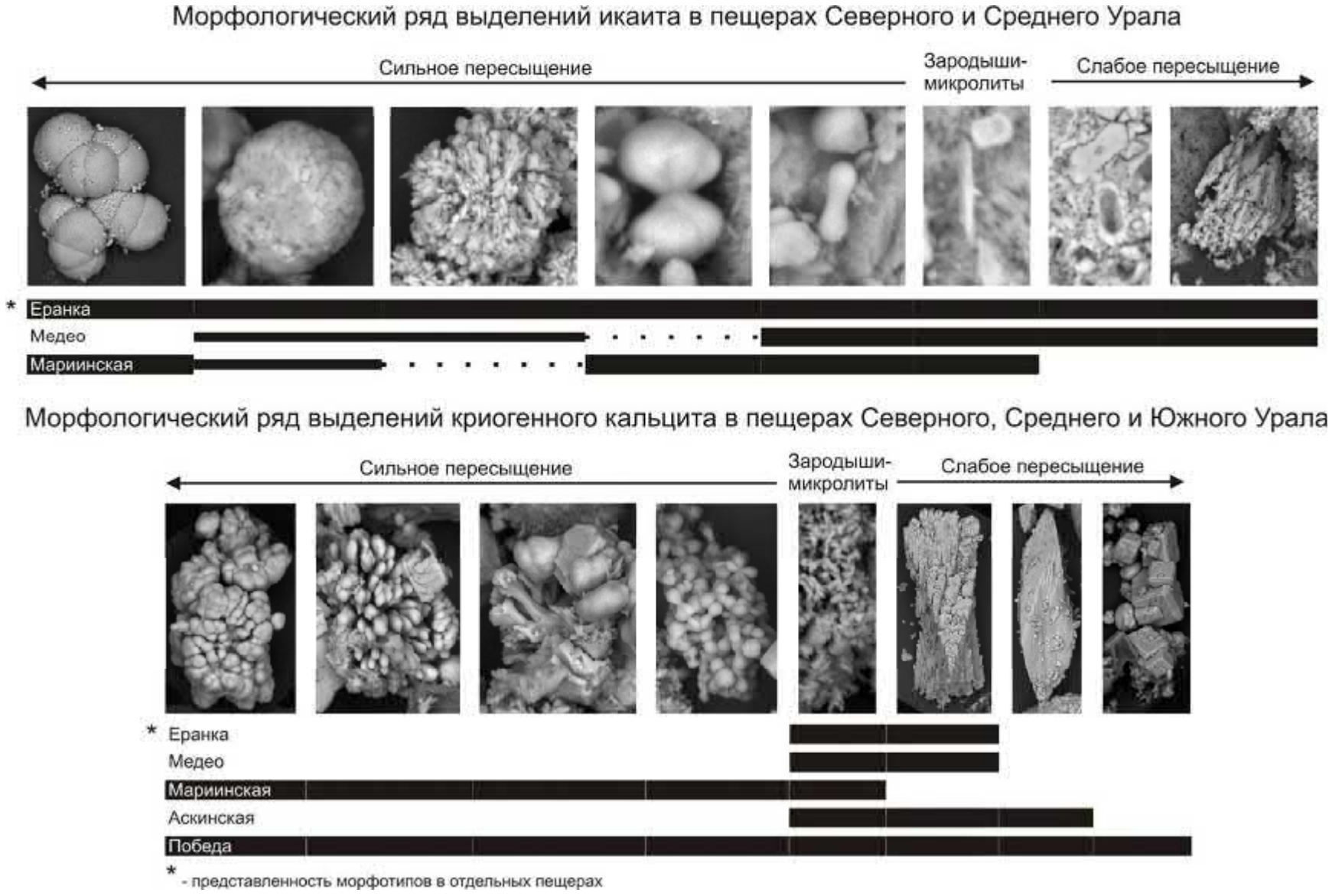


Рис. 3.79. Морфология криогенного кальцита и икаита в пещерах Северного, Среднего и Южного Урала

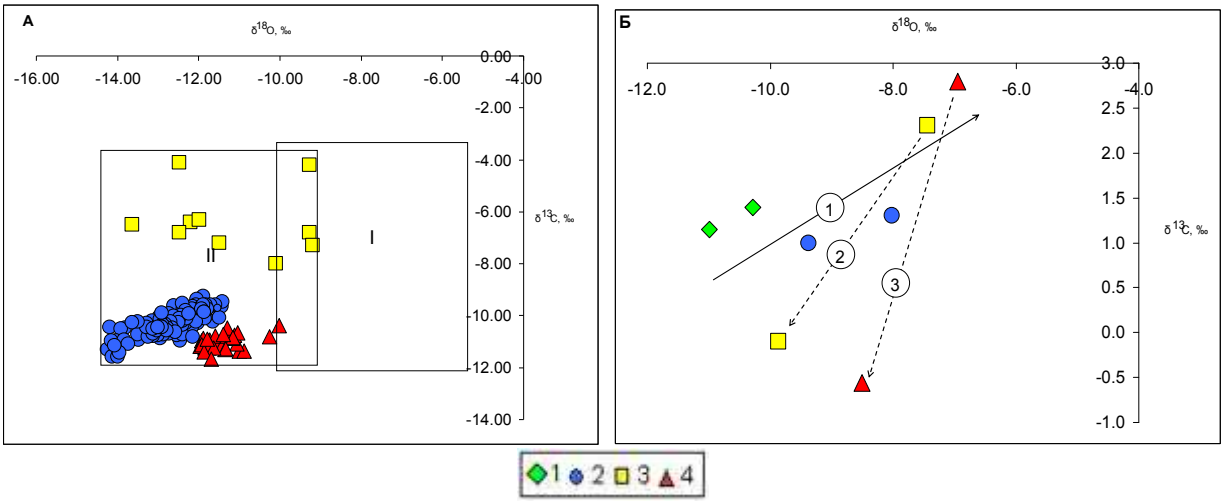


Рис. 3.80. Соотношение изотопов углерода и кислорода натечных образований (А) и «лунного» молока (Б) из пещер различных климатических зон: 1 – Полярный Урал (пещеры В.Н. Чернецова, Академическая); 2 – Северный Урал (Холодная, Дивья, Медео, Еранка), 3 – Средний Урал (Махневская, Мариинская, Виашерская, Российская), 4 – Южный Урал (Аскинская, Сосенки-5, Сказка, Виктория). Цифрами на рисунках показаны: I – поле составов натечных образований европейских пещер (Zak, 2012); II – поле составов натечных образований уральских пещер; состав «лунного» молока: 1 – тренд широтной зональности; 2, 3 – тренд вымораживания, зафиксированный в переходных зонах пещер Среднего и Южного Урала

«Лунное» молоко широко развито на потолках и стенах во всех микроклиматических зонах пещер Урала. Отличие изотопного состава «лунного» молока от обычных натечных образований связано с механизмом его кристаллизации из постоянно сменяющихся растворов, не успевающих подвергаться существенному фракционированию. Удерживаемая волокнистым кальцитом влага обогащается тяжелыми изотопами за счет испарения углекислого газа, что отражается и на составе карбоната.

Анализ материалов показывает, что изотопы углерода и кислорода в «лунном» молоке из нейтральных зон пещер постепенно утяжеляются с севера на юг (рис. 3.80-Б). Углерод изменяется от 1,0 до 3,0 ‰, а кислород изменяется от –11,0 до –6,95 ‰, что является индикатором современной климатической зональности.

В переходной зоне Виашерской пещеры (Средний Урал) и пещеры Сосенки-5 (Южный Урал) было отмечено вымерзание «лунного» молока с образованием ледяных антолитов (рис. 3.81) в зимнее время.

Рис. 3.81. Ледяные антолиты, образованные при вымерзании растворов, содержащихся в «лунном» молоке в пещере Сосенки-5 (фото А. Скрипальщиковой)

Для такого кальцита, подвергшегося вымерзанию, наблюдается увеличение содержаний легких изотопов $\delta\,^{12}C$ (Южный Урал с 2,8 до –0,6 ‰; Средний Урал с 2,3 до –0,1 ‰) и $\delta\,^{16}O$ (Южный Урал с –6,95 до –8,5 ‰; Средний Урал с –7,43 до –9,86 ‰).

Таким образом, широтная зональность отражается в изотопном составе «лунного» молока нейтральных зон пещер. При выявлении зависимости вариаций изотопного состава от широтной зональности необходимо учитывать внутренние микроклиматические особенности пещер, которые могут повлиять на минералообразование.

Для сравнительной характеристики отложения карбонатов на испарительном барьере в подземных условиях были отобраны образцы кальцитовых травертин, которые откладываются в карстовых источниках на поверхности. Предварительно было проведено 8 анализов, которые показали, что фракционирование кислорода в кальците напрямую зависит от

температуры воды в источнике (рис. 3.82). Облегчение углерода в кальците происходит от Полярного до Южного Урала и предположительно может быть связано с широтной зональностью. В подтверждение этой гипотезы необходима более широкая выборка травертин из карстовых источников.

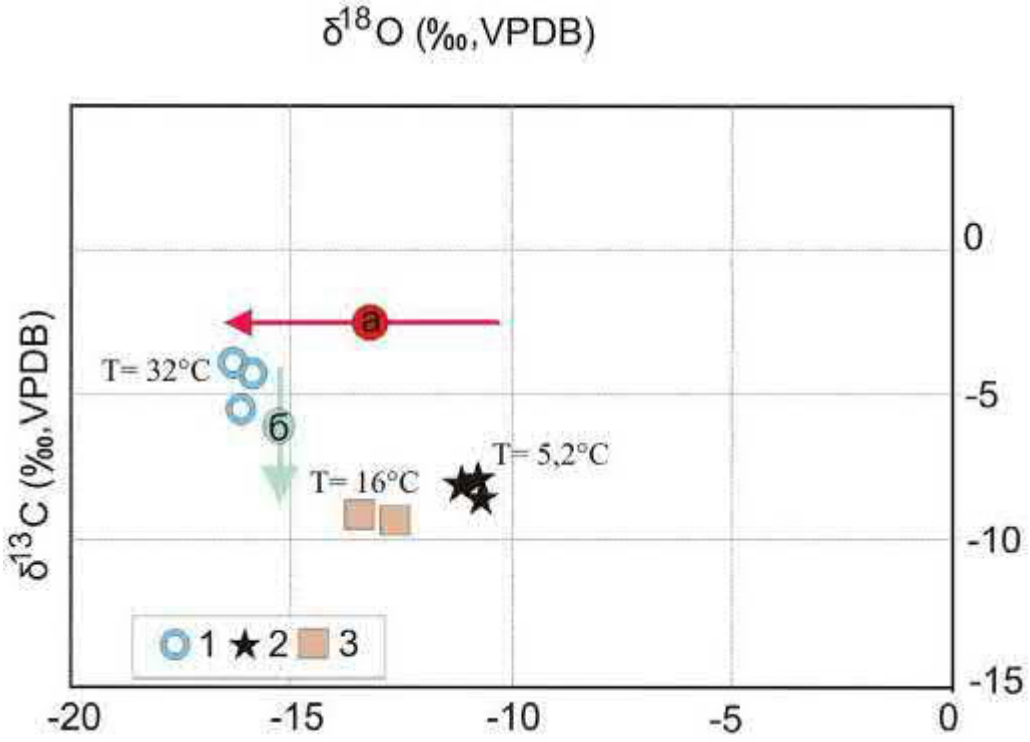


Рис. 3.82. Изотопный состав кальцита травертин из карстовых источников: 1 –Пымва-Шор (Полярный Урал); 2 – Плакун (Средний Урал); 3 – Кургазак (Южный Урал); а – тренд фракционирования кислорода, связанный с температурой воды в карстовых источниках; б – тренд фракционирования углерода, связанный с широтной зональностью

Изотопный состав криогенной муки из пещер Южного, Среднего и Северного Урала соответствует ранее установленным зависимостям в европейских и североамериканских пещерах (Richter et al., 2010). Кислород незначительно варьирует, в отличие от него, углерод утяжеляется с юга на север и может служить маркирующим индикатором климатических условий территории (рис. 3.83). Так, при сравнительном анализе криогенного кальцита из пещер Киндерлинская и Аскинская (Южный Урал) было установлено, что изотопный состав соответствует криогенным образованиям

из пещер Европы, а изотопный состав икаита п. Медео (Северный Урал) – криогенной муке из пещер Канады и Юкона (Richter et al., 2010).

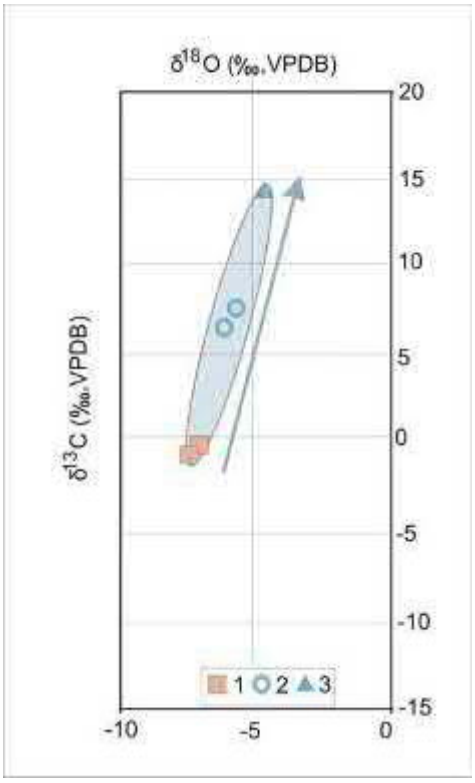


Рис. 3.83. Изотопный состав криогенного кальцита (шоковое замерзание) из пещер Южного (1), Среднего (2) и Северного (3) Урала, поле тренда образования криогенных кристаллов при шоковом замерзании растворов в пещерах Европы и Северной Америки выделено по (Richter et al., 2010)

Таким образом, в процессе выполнения исследования было выявлено, что широтная зональность лучше всего отражается в изотопном составе O и C тонкодисперсного кальцита из «лунного» молока и криогенных карбонатных микрокристаллов (муки). В «лунном» молоке углерод облегчается с юга на север от 3,0 до 1,0‰, а кислород облегчается от –6,95 до –11,0‰.

Изотопный состав кислорода криогенной муки из пещер Южного, Среднего и Северного Урала незначительно варьирует (от –4,0 до –7,5 ‰), в отличие от него, углерод постепенно утяжеляется с юга на север (от –1,0 до 15,0 ‰) и может служить маркирующим индикатором климатических условий территории.

Глава 4. Геохимические барьеры древних криогенных обстановок минералообразования в пещерах Урала

Абсолютное датирование натечных кор и сталагмитов U/Th методами плазменной и термоионизационной масс-спектрометрии давно используется для палеогеографических реконструкций прошлого. Вследствие малого количества имеющихся данных по датированию существуют трудности в корреляции отдельных интервалов четвертичной истории в разных палеогеографических зонах Урала. Можно обозначить много нерешенных вопросов относительно расположения границ вечномерзлотных пород и синхронности климатических событий в различных частях континента.

Пик оледенения характеризуется малым количеством осадков и низкими температурами. При отступании ледников, как и в начале оледенения, наблюдается потепление и увеличение количества осадков; как следствие, увеличиваются объемы талых и снеговых и ледниковых вод; ослабевают процессы морозного выветривания. Межледниковые периоды характеризуются теплым и влажным климатом, высокими летними и дневными зимними температурами воздуха, значительной мощностью почвенного покрова и пышной растительностью, высокой агрессивностью инфильтрационных и инфлюационных вод (Дублянский, Дублянская, 2003).

Первые работы, посвященные криогенному пещерному кальциту, сформированному во время межледниковий, были выполнены в Центральной Европе (руководитель Карел Жак, Чехия, рис. 4.1).

Изотопный состав C и O криогенных карбонатов отличается от современных натечных образований и криогенных микровыделений (муки) на поверхности льда, что свидетельствует о другом механизме их формирования. Было установлено, что крупные криогенные карбонаты из 20 пещер Германии, Чехии, Словакии и Польши сформировались в условиях медленного замерзания льда, что обусловило фиксацию в кристаллической структуре льда тяжелого изотопа кислорода ^{18}O.

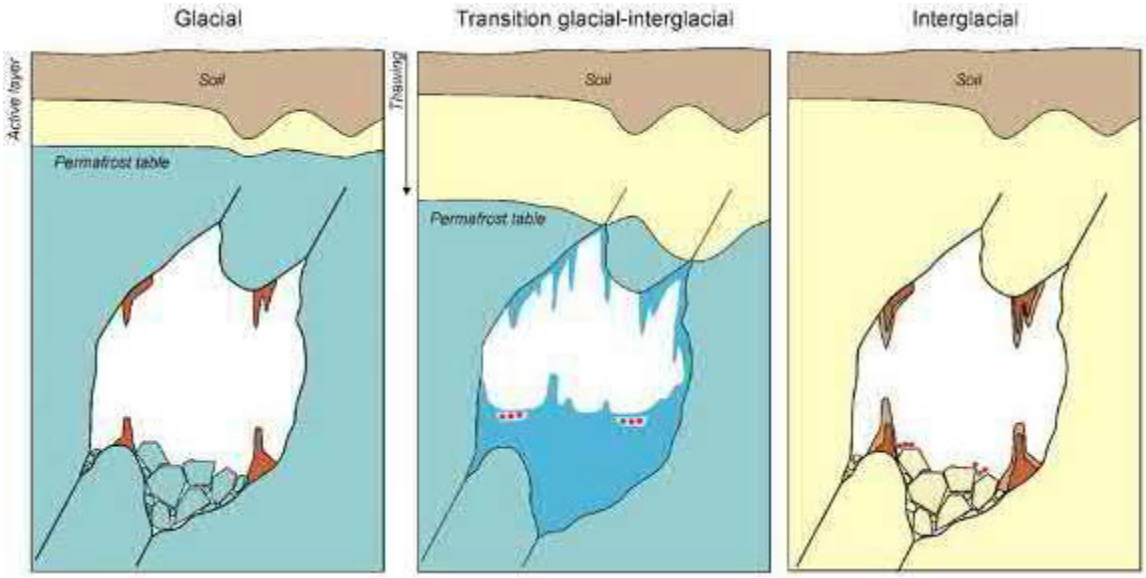


Рис. 4.1. Схема формирования и накопления криогенных пещерных карбонатов (CCC – cryogenic cave carbonates) в условиях многолетнемерзлых пород: слева – во время оледенения пещера находится в зоне вечной мерзлоты; в центре – мерзлота оттаивает до кровли пещеры при потеплении, вода активно поступает в пещеру и замерзает; справа – при дальнейшем потеплении и таянии вечной мерзлоты наледи в пещере тают, а криогенный кальцит оседает на полу и стенах пещеры (Žák et al., 2012).

Первые экспериментальные измерения, подтверждающие этот эффект, были осуществлены в 1968 г. (O'Neil, 1968), еще ранее эффект был теоретически обоснован Вестоном (Weston, 1955). Было установлено, что более легкие молекулы ^{16}O обладают большей кинетической энергией, чем тяжелые, и более подвижны. Таким образом, при замерзании лед оказывается обогащенным тяжелыми изотопами по сравнению с водой, а вода обогащена ими по сравнению с паром. Эта идея является ключевой в современных публикациях, посвященных изотопной климатологии.

Для европейского криогенного кальцита было установлено, что при переходе от центра к периферии кристалла происходит некоторое обогащение тяжелым углеродом (^{13}C) и серьезное обогащение легким кислородом (^{16}O), отражающее их существенное фракционирование в среде минералообразования (Žák et al., 2012).

Впервые в России необычные по виду кристаллы кальцита были найдены Е.П. Дорофеевым в 1967 г. в пещере Дивья. Такие же кристаллы кальцита в 2009 г. обнаружил губахинский спелеолог С.А. Меньших в пещерах Российская, Кизеловская и Усьвинская-1.

Гроты, где были зафиксированы необычные кристаллы, находятся на глубине от 30 (Усьвинская) до 55 м (п. Дивья и Российская) от земной поверхности, в нейтральной микроклиматической зоне, где температура воздуха равна температуре карстового массива, которая в настоящее время составляет от 4 до 4,5°С. Кальцитовые образования в п. Усьвинская найдены на супесчаном грунте в гроте Узловой, в п. Дивья – на поверхности супесчаных отложений в гротах Черные Глаза, Ажурный, Кабан, Индийский, Медвежий, Трущоба, Дальний, Планетарий и Виноградный, в п. Российская – на поверхности и в глине грота Гулливер. Результаты анализа карбонатов из уральских пещер показали (табл. 4.1, рис. 4.2), что соотношение изотопов в исследованных образцах варьируется в широких пределах.

Таблица 4.1

Изотопный состав С и О карбонатных образований из пещер Урала

Пещера	№ образца	Номер анализа, привязка	Изотопный состав		
			$\delta^{13}C_{VPDB}$	$\delta^{18}O_{VPDB}$	$\delta^{18}O_{SMOW}$
Усьвинская	1	1/1, первичный анализ, центральная часть	-3,54	-17,74	12,58
		1/2, скелетные кристаллы в центре	-3,20	-17,94	12,38
		1/3, промежуточная темная зона	-2,63	-19,14	11,14
		1/4, поверхностный слой	-2,27	-20,04	10,22
Дивья	2	2/1, первичный анализ, поверхностная часть	-6,86	-19,43	10,85
		2/2, центральная часть	-7,03	-18,72	11,58
		2/3, 1 мм от центра	-6,94	-18,79	11,51
		2/4, 2 мм от центра	-6,84	-19,21	11,07
		2/5, краевая зона	-6,81	-19,21	11,07
	3	3/1, первичный анализ, поверхностная часть	-9,47	-15,40	15,00
		3/2, центр	-10,09	-12,81	17,67
		3/3, промежуточная зона	-9,72	-14,97	15,44
		3/4, темно-коричневая краевая зона	-9,39	-15,27	15,13
Российская	4	4/1, первичный анализ, прозрачная кайма	-5,83	-20,64	9,60
		4/2, центральная часть	-6,46	-13,73	16,72
		4/3, 3 мм от центра	-5,91	-13,31	17,15
		4/4, около 5 мм от центра	-6,31	-14,28	16,15
		4/5, нижняя часть прозрачной каймы	-6,18	-20,45	9,80
		4/6, верхняя часть прозрачной каймы	-6,12	-21,06	9,17
	5	5/1, первичный анализ, центральная часть	-8,43	-19,23	11,05
		5/2, центральная часть	-9,07	-18,36	11,95
		5/3, 2 мм от центра	-8,74	-19,04	11,25
		5/4, 3 мм от центра	-8,39	-19,27	11,01
		5/5, краевая зона	-8,49	-19,32	10,96

Так $\delta^{13}C$ изменяется от –2,27 ‰ до –10,09 ‰, а $\delta^{18}O$ от –12,81 ‰ до –21,06 ‰ VPDB.

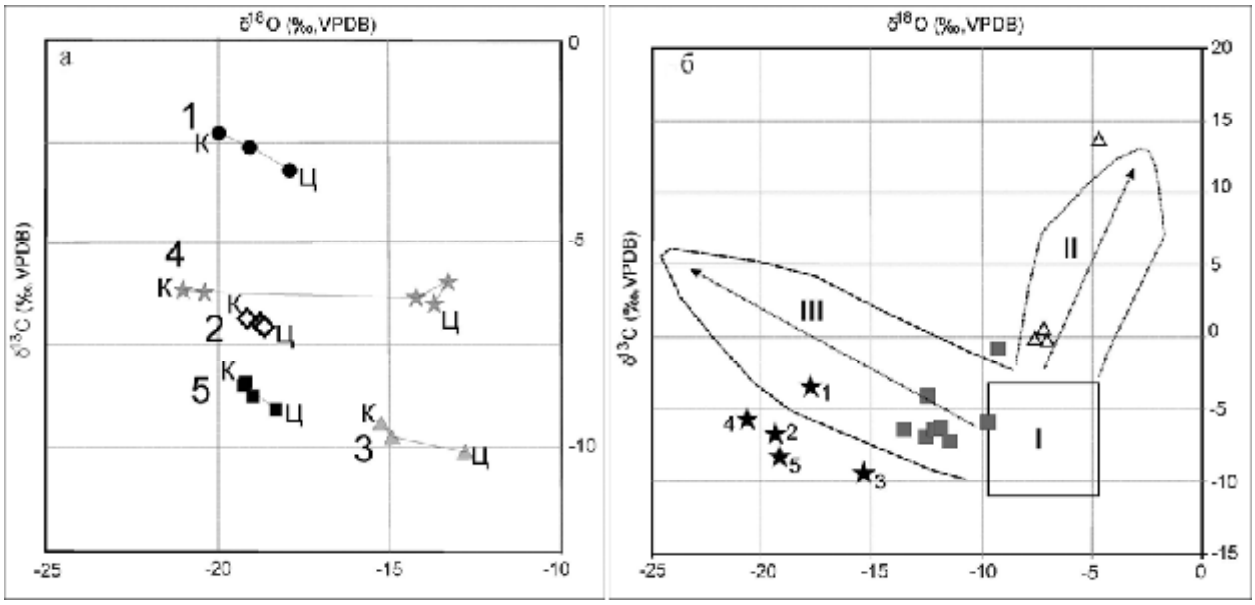


Рис. 4.2. Соотношение изотопов С и О в конкрециях: а – от центра (Ц) к краю (К); б – в сравнении с эталонными объектами. Арабскими цифрами (1-5) показаны номера проб, римскими – поля минеральных образований пещер Европы (Žák et al., 2012): I – натечных образований; II – криогенной «муки» с поверхности и внутри наледей; III – криогенного пещерного кальцита. Фигурными точками показаны современные образования пещер Урала: прямоугольники – натечные формы; треугольники – криогенная мука

Для всех конкреций установлено, что при переходе от центра к периферии происходит некоторое обогащение тяжелым углеродом (^{13}C) и существенное обогащение легким кислородом (^{16}O). В составе образца из п. Российская зафиксирован резкий «разрыв» по составу изотопного кислорода, что согласуется с его зональным строением, обусловленным сменой центральной белой зоны бесцветной каймой. Таким образом, выявленная зональность в распределении изотопов, их соотношение, наряду с морфологией выделения, позволяют отнести изученные уральские карбонаты к криогенным.

4.1. Морфология и строение карбонатных образований

Анализ морфологии нескольких сотен сферолитов и кристаллов криогенного кальцита размером от 0,2 мм до 6 см под бинокулярным микроскопом позволил разделить их на 3 группы. Образования первой группы представлены белыми, бежевыми и коричневыми расщепленными индивидами, сферолитами и их агрегатами (рис. 4.3). Морфология кристаллов позволяет предполагать, что их рост происходил в свободном пространстве, вероятно, в водной среде (рис. 4.6, тип а).

Образования второй группы представлены белыми, коричневыми и бежевыми агрегатами сферолитов, реже отдельными сферолитами, которые практически всегда несут признаки роста на подложке (рис. 4.4).

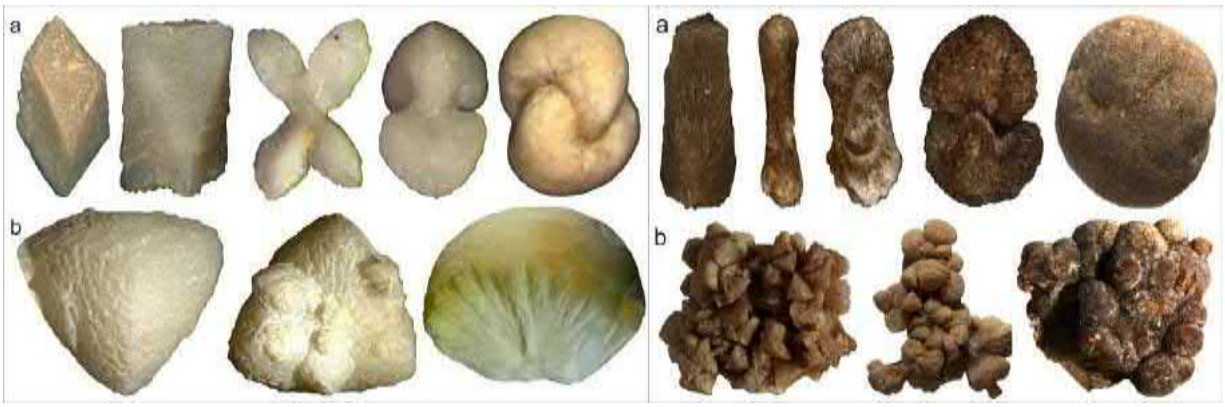


Рис. 4.3. Криогенные образования первой группы и с признаками роста в свободном пространстве (на рис 4.6, тип а): a – кристаллы, расщепленные индивиды и сферолиты; b – агрегаты кристаллов и сферолитов

Отмечены индукционные грани с нижележащей фазой (льдом?) и наличие в основании отпечатков кубических кристаллов (от 3 мм до 1 см и более), большинство из которых ориентировано субпараллельно. Кроме агрегатов, наросших на относительно ровную поверхность закономерно сросшихся кубических кристаллов, зафиксированы сферолиты, нараставшие на уступах.

Рис. 4.4. Криогенные образования второй группы: а – с индукционной поверхностью; б – отпечатками кубических кристаллов; в – наличием в основании белой зоны микрокаркасного строения; г – отпечатками ламелевидной фазы (на рис. 4.6, тип б)

В большинстве случаев основание кристаллов, примыкавшее к кубической фазе, имеет белый цвет и перламутровый блеск, характерный для папиршпата. Эти участки под электронным микроскопом характеризуются ячеисто-каркасным строением. Охарактеризованные особенности морфологии позволяют предполагать, что кристаллы данной группы образовались на поверхности карнизов или заберегов, примыкающих к стенам (рис. 4.6, тип б). Причем рост карбоната происходил на практически монокристаллической кубической фазе и некоторое время совместно, о чем может говорить наличие индукционных поверхностей. Реже отмечаются кальцитовые корочки, на поверхности которых зафиксированы отпечатки индукционных граней с кубической фазой, отражающие их совместный рост (рис. 4.4, тип в). Некоторые кристаллы имеют стеблевидную форму, которая сохранялась на всем протяжении их роста. Реже отмечены ориентированные вростки ламелевидной фазы (рис. 4.4, тип г). Зона ячеисто-каркасного

строения свидетельствует, скорее всего, о скелетном росте некогда единой минерально-ледяной фазы.

Образования третьей группы представлены индивидами, которые имеют на поверхности следы совместного роста со слоями льда (рис. 4.5) и иногда обладают признаками скелетного строения. Их морфология позволяет говорить о том, что они были ориентированы по-разному к поверхности льда и росли в тонкой стекающей пленке воды.

Рис. 4.5. Криогенные образования третьей группы, несущие на поверхности следы совместного роста со слоями льда (на рис. 4.6, тип в)

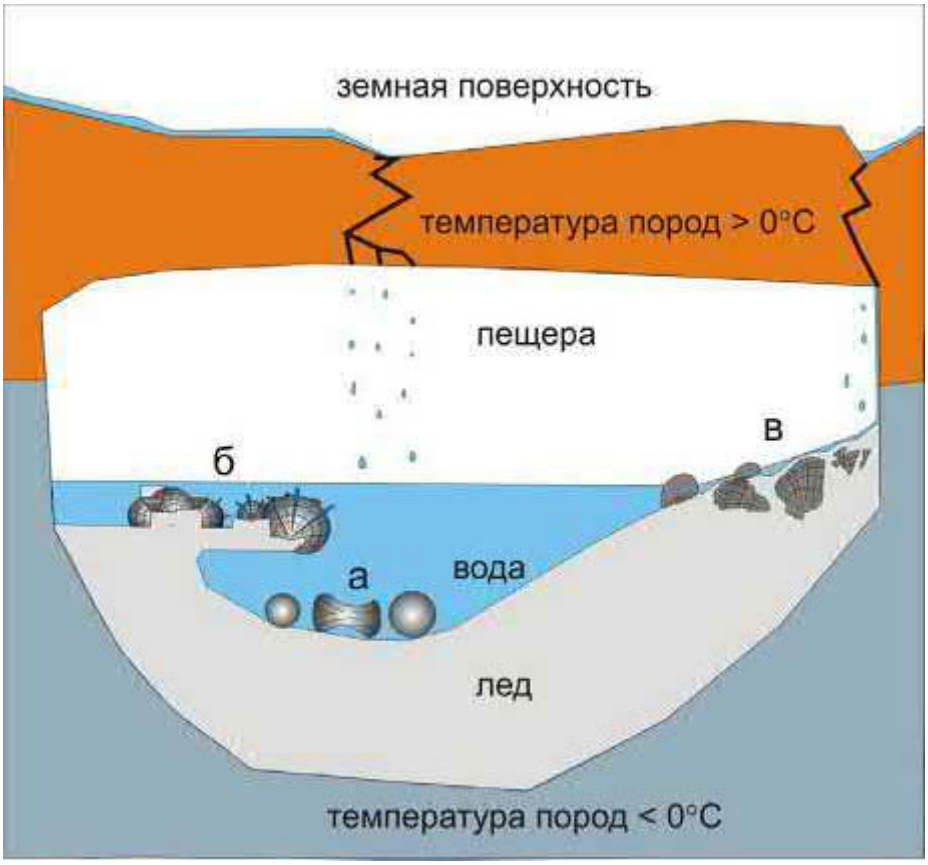


Рис. 4.6. Обстановки минералообразования криогенного пещерного кальцита: а – рост в свободном пространстве, б – рост на подложке и совместный рост с кубической, каркасной и ламелевидной фазами, в – совместный рост кальцита со слоями льда в тонкой пленке стекающей воды

Фациальные обстановки древнего минералообразования, восстанавливаемые по морфологии криогенного кальцита, дают основание предполагать более разнообразные условия, чем предполагалось ранее (Žák et al., 2012). Идиоморфные кристаллы и сферолиты (тип а) могли кристаллизоваться в свободном пространстве. Более экзотические условия предполагаются для кальцита второй группы (тип б), имеющего признаки роста на подложке, состоящей из кубических кристаллов. Кубическая сингония характерна для структурной модификации льда Ic (−73: −133 °C), «сухого льда» − замерзшего CO_2 (−56,6: −125°C) и некоторых кристаллогидратов газа. Последние известны как газогидраты или клатраты – твердые нестихиометрические соединения клеточного типа, в которых молекулы газа включены в полости кристаллической решетки, построенной молекулами H_2O (Якуценин, 2013). Наиболее легко (от 0 до −30ºС) в кристаллогидраты переходят CH_4, CO_2, H_2S. Однако все они кристаллизуются и устойчивы в диапазоне температур, при которых вода не может существовать в жидком состоянии и, соответственно, все процессы минералообразования должны прекращаться. Можно предполагать различные механизмы формирования данных криогенных фаз (прямое замерзание, расслоение газовой атмосферы пещеры и десублимация CO_2, накопление растворенных газов в остаточном растворе и кристаллизация газогидратов), однако все они маловероятны в поле термодинамической неустойчивости. Вероятно, ячеисто-каркасный агрегат в основании сферолитов второй группы может представлять собой продукт распада некогда единой фазы типа икаита ($CaCO_3 \times 6H_2O$).

Ксеноморфные агрегаты третьей группы (тип в) осложнены индукционными гранями, что позволяет предполагать их рост из пленки воды, стекающей по бугристой поверхности льда. Наличие такой пленки говорит об открытости изотопной системы и необходимости поиска другого механизма обогащения кальцита облегченным изотопом кислорода. Вероятно, именно медленное стекание пленки воды по поверхности

замерзших стен обеспечивает не только пересыщение растворов, необходимое для роста частично вмерзших кристаллов, но и связывание тяжелого изотопа кислорода формирующимся льдом. Морфогенетические признаки кристаллов стеблевидной формы второй группы и индивиды с индукционными гранями третьей группы подтверждают длительность и стабильность условий, в которых протекало минералообразование.

Природа ламелевидных отпечатков, в связи с отсутствием характерных кристаллографических очертаний, представляется пока неясной.

Таким образом, сопоставление морфологии и анатомии описанных образований показало, что преобладающей формой выделения криогенного карбоната являются сферолиты и их сростки, в меньшем количестве (от 5 до 15%) выявлены кристаллы комбинации ромбоэдра с пинакоидом.

Существенно более разнообразная морфология криогенного кальцита из уральских пещер, по сравнению с европейскими, а также необычайно большой размер кристаллов позволяют говорить как о разнообразии проявившихся здесь обстановок минералообразования (в свободном пространстве, пленке воды, на подложке), так и о возможном многообразии сосуществующих метастабильных криогенных фаз (обычный гексагональный лед Ih, кубический лед Ic, «сухой лед» и кристаллогидраты газов).

4.2. Химический состав карбонатных образований

Обработка 144 анализов из кристаллов криогенного кальцита из всех морфологических разностей позволила отметить следующее. По содержанию нормативного $MgCO_3$ карбонат отвечает низкомагнезиальному кальциту (мин. – 5,01, макс. – 6,39, средн. – 5,06 мол.%). В качестве постоянной примеси зафиксирована сера, связываемая с изоморфным вхождением ангидрита (мин. – 0,30, макс. – 3,63, средн. – 1,20 мол.%). В качестве случайных примесей установлены Na (до 0,48 ат.%), Al (до 1,46), Si (до 1,16), K (до 0,39), Cl (до 0,26) и Fe (до 0,31), которые могут быть обусловлены

присутствием микровключений глинистых минералов, гидроксидов железа и хлоридов. В отдельных сферокристаллах внутреннее ядро, которое послужило затравкой для последующего минералообразования, состоит из кристаллов барита.

Зональности в распределении микрокомпонентов не выявлено. Только для прозрачной оторочки, по сравнению с основной белой частью сферолитов из пещеры Российская, отмечено существенное обогащение серой (с 0,1 до 0,7 ат. %). Одновременный рост содержания магния в них позволяет предполагать эволюцию состава раствора, обусловленного, вероятно, относительной закрытостью минералообразующей системы.

Петрографические наблюдения, выполненные на полированных пластинках толщиной 100-150 мкм, выпиленных из больших кристаллов (от 4 до 8 см), позволили выявить включения с жидкостью между волокнами сферолитов. Изотопный состав воды D из флюидных включений в криогенном кальците колеблется между –136‰ и –145‰ VSMOW, что намного меньше значений D (–99‰ и –108‰), измеренных во флюидных включениях из сталагмитов голоценового возраста из пещер Среднего Урала. Сдвиг в сторону более отрицательных значений связан с изотопным фракционированием между льдом и водой в процессе замерзания (Dublyansky et al., 2015).

4.3. $^{230}Th/^{234}U$ – датирование карбонатных образований

Результаты датирования (табл. 4.2, рис. 4.7) показали, что криогенный пещерный кальцит на Урале формировался в широком возрастном диапазоне (от 13,038 до 670,805 тыс. л.н.; Чайковский и др, 2014; Dublyansky et all, 2014), причем в пещерах Усьвинская, Дивья и Российская – неоднократно.

Выполненное впервые для территории России U/Th – датирование криогенных карбонатов из уральских пещер подтвердило тот факт, что глубина вечной мерзлоты менялась в одних и тех же точках неоднократно в

течение последних 700 тыс. лет (Dublyansky et al., 2014). Вследствие большой погрешности измерения датировок возраста более 400 тыс. лет некорректно использовать эти данные для характеристики межледниковых периодов. Точность уран-ториевого датирования достаточно высока при измерении возрастов на протяжении последних 130 тыс. лет (поздний плейстоцен-голоцен).

Таблица 4.2

Результаты Th/U-датирования криогенного кальцита из пещер Урала

Проба	Пещера	Возраст, тыс. лет (с коррекцией)
1	Дивья	13,220±0,025
2	Дивья	13,2 ± 0,29
3	Дивья	16,7 ± 0,29
4	Дивья	82,989±0,308
5	Дивья	83,4 ±1,2
6	Дивья	83,919±0,392
7	Дивья	84,098±0,275
8	Дивья	84,198±0,296
9	Дивья	104,8 ± 15,0
10	Дивья	106,0 ±1,2
11	Дивья	106,035±0,285
12	Дивья	107,345±0,285
13	Дивья	482,0 ± 7,384
14	Дивья	482,644±8,649
15	Кизеловская	434,676±7,276
16	Российская	13,38 ± 0,27
17	Российская	13,671± 0,24
18	Российская	125,3 ± 1,2
19	Российская	129,828 ± 0,429
20	Российская	130,286 ± 0,326
21	Российская	416,191±7,384
22	Российская	422,025 ± 6,639
23	Российская	426,435±7,943
24	Российская	Более 500,000
25	Российская	595,902 ± 30,514
26	Российская	670,805 ± 107,380
27	Усьвинская	86,53 ± 0,82
28	Усьвинская	89,416±0,172
29	Усьвинская	104,180±0,249
30	Шульган-Таш	34,0± 0,422

Датировки от 125,3 ± 1,2 до 130,286 ± 0,326 тыс. л.н., полученные из п. Российская, сопоставляются с оптимумом последнего микулинского межледниковья, наступившим после московского оледенения в среднем плейстоцене. В это время здесь господствовали широколиственные леса, а климат был теплее современного (Астахов, Яхимович, 1993).

Датировки криогенного кальцита в пещерах Дивья и Усьвинская от 104,8 ± 1,5 до 107,345±0,285 тыс. л.н. зафиксировали потепление в первой ранневалдайской стадии ледниковой эпохи. Датировки от 82,989±0,308 до 89,416±0,172 тыс. л.н., полученные из пещер Дивья и Усьвинская, соответствуют также периоду потепления (mis-5b).

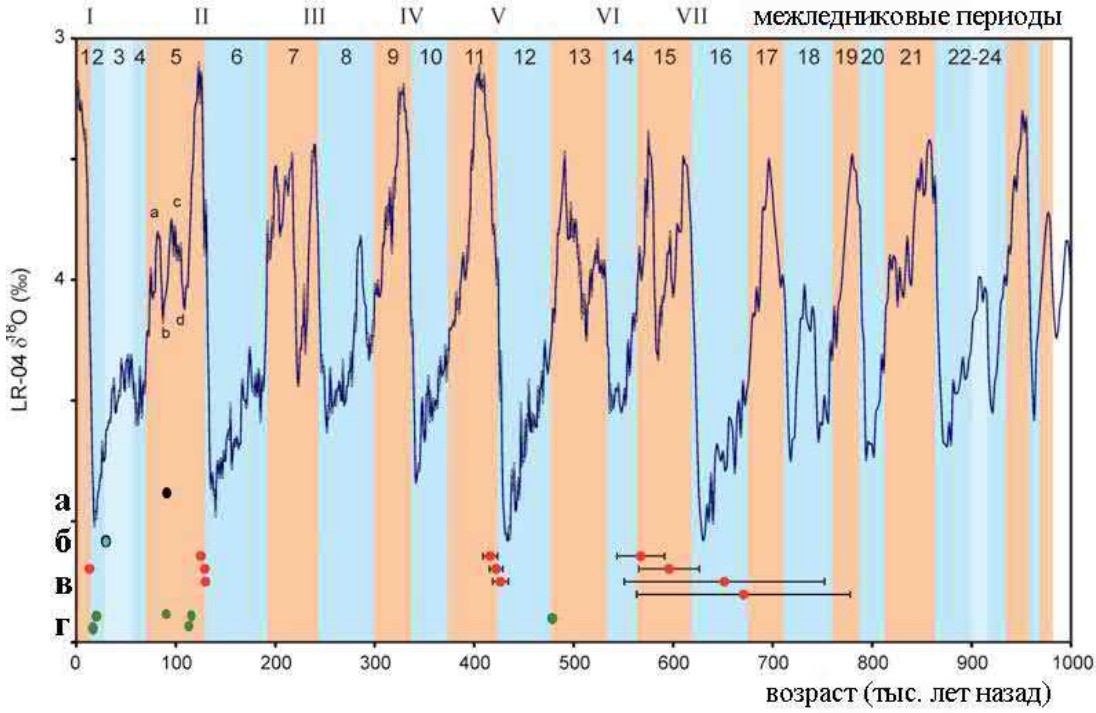


Рис. 4.7. Положение возрастов криогенных конкреций из пещер Урала на кислородно-изотопной шкале GSSP (Global Stratotype Section and Point): а – Усьвинская; б – Шульган-Таш; в – Российская; г – Дивья

Датировки от 13,38 ± 0,27 тыс. л.н. до 16,70 ± 0,29 (пещеры Российская и Дивья) сопоставляются с периодом позднеледниковья на переходе от плейстоцена к голоцену (Dublyansky et al., 2015).

Результат датирования криогенного кальцита в п. Шульган-Таш (34,0± 0,422 тыс. л.н.) не однозначен, и не привязан к интерстадиалам, установленным по кислородно-изотопной шкале GSSP (North…, 2004). Возможно, это связано с местными климатическими особенностями Южного Урала (неопубликованные данные, исследование выполнялось в 2015 г. под рук. Ю.В. Дублянского). Изменение границы вечной мерзлоты после Московского и Валдайского оледенений можно проследить на рис. 4.8.

Датирование криогенного кальцита дополняет известное с 1960-х гг. датирование спелеотем уральских пещер, а также дает новую информацию о периодах, когда близлежащая к пещерам территория освобождалась от многолетнемерзлых пород.

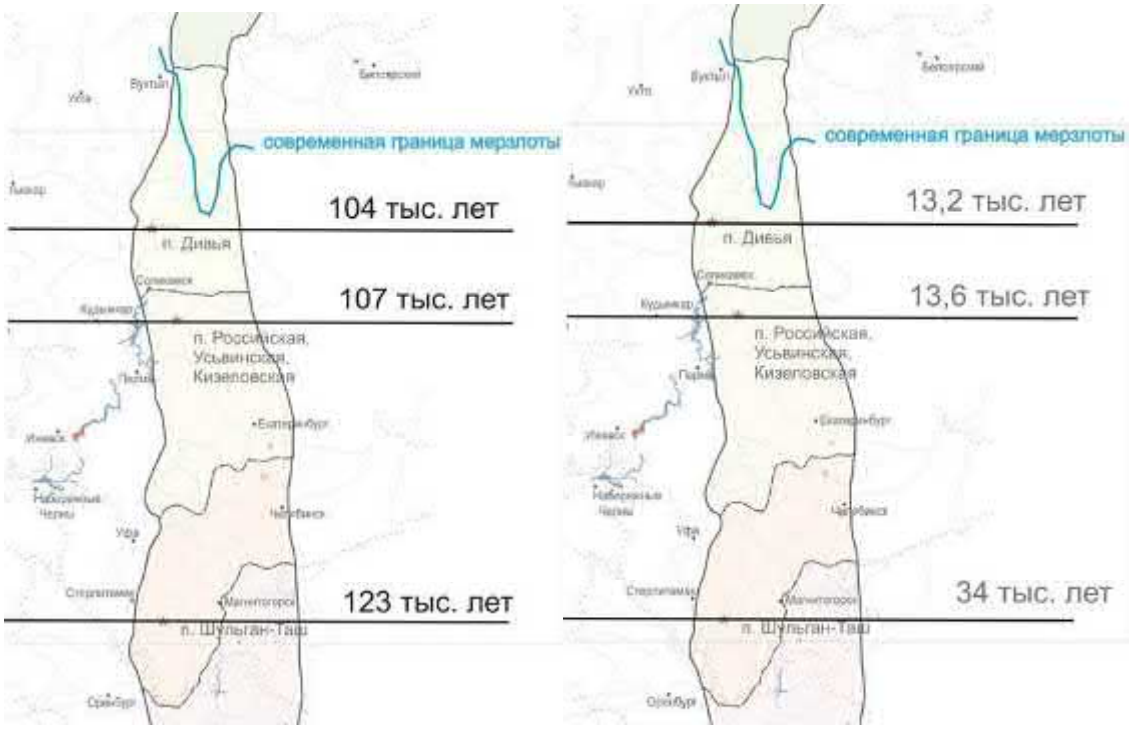


Рис. 4.8. Изменение границы вечной мерзлоты в течение первой ранневалдайской стадии ледниковой эпохи и микулинского межледниковья (слева) и потепления после Валдайского оледенения (справа) на территории Северного, Среднего и Южного Урала

Так датирование сталагмитов из грота Ажурный в п. Дивья показало, что они образовались за относительно короткий период во время микулинского межледниковья (рис. 4.9). В то же время датировки кристаллов криогенного кальцита из того же грота показали, что вечная мерзлота оттаивала также в первой ранневалдайской стадии ледниковой эпохи (104,8 ± 1,5 тыс. л.н.), когда на данной территории были распространены тундростепи с многолетнемерзлыми грунтами. Этот период потепления был также зафиксирован в криогенных карбонатах в пещере Холодный ветер (Низкие Татры, Словакия; Žák et al., 2009), что ярко характеризует длительность и площадь оттаивания вечной мерзлоты.

Таким образом, проведенные исследования позволяют выделить для территории Западного Урала новый тип криогенных минералов-индикаторов, являющихся палеоклиматическими маркерами межледниковий от голоцена до 130 тыс. лет (точность U/Th-метода – десятки-первые сотни лет).

Рис. 4.9. Датирование сталагмита из п. Дивья (неопубликованные данные, исследование выполнялось в 2015 г. под рук. Ю.В. Дублянского, датирование образцов проведено в Университете г. Шьян, Китай).

Обогащенность карбонатных конкреций из уральских пещер изотопом ^{16}O позволяет связывать их образование с ростом в криогенных условиях, когда тяжелый изотоп ^{18}O фиксировался кристаллизующимся льдом. Th/U – датирование конкреций дает основание связывать время их формирования с

периодами потепления, выявленными в течение московского и валдайского оледенения, когда глубина оттаявшего слоя достигала 30 м (п. Усьвинская) и 50-55 м (пещеры Дивья, Российская). Морфологически криогенные образования представлены сферолитами, их сростками, реже идиоморфными кристаллами, которые формировались в слое воды различной глубины. Присутствие скелетных ромбоэдрических кристаллов, ромбоэдрический габитус сферокристаллов из п. Дивья, а также спайность в трех направлениях, проявленная в сферических кристаллах из п. Российская, свидетельствуют о том, что вещество этих индивидов и агрегатов изначально было представлено кальцитом и не является результатом изменения икаита.

Зафиксированный практически на всех изученных образцах расщепленный рост связывается с пересыщением воды в процессе ее медленного замерзания. По составу криогенные фазы отвечают низкомагнезиальному кальциту (5,01 – 6,39 мол. % $MgCO_3$) и характеризуются постоянной примесью нормативного ангидрита (0,30 – 3,63 мол. %).

Глава 5. Геохимия фосфора в карстовых ландшафтах Урала

Основные процессы фосфоритообразования связаны с литогенезом морских химических или биохимических осадков (Еремин, 2007). Доля остаточных и инфильтрационных месторождений, связанных с растворением и переотложением фосфатного вещества, незначительна. О недостаточном современном уровне понимания процессов океанического и континентального образования фосфатов пишут также Г.Н. Батурин (2004) с В.Н. Холодовым (2006). Они отмечают необходимость их комплексного исследования биологическими, геохимическими и литологическими методами.

Органические кислоты, присутствующие в отходах жизнедеятельности пещерных животных, химически преобразуют скальные выступы днищ, что часто сопровождается формированием специфических, отчасти биогенных минералов (главным образом из группы фосфатов). Здесь также сосредотачивается деятельность различных микроорганизмов, как утилизаторов органического вещества, так и продуцентов некоторых химических соединений (Максимович, 1961; Hill, Forti, 1997). В начале XX в. было известно более 200 местонахождений плейстоценовой фауны в карстовых районах Англии, Франции и на Балканах, а также в пещерах Горного Крыма. Многие из них были использованы для добычи фосфатного сырья и в настоящее время полностью отработаны. Эти местонахождения привлекали внимание только палеонтологов, а процессы минералогической и геохимической трансформации фосфатного вещества остались не освещенными.

Впервые в пещерах Прикамья фосфоритовые породы были обнаружены в Виашерской (Кизеловской) пещере в 2010 г. (Чайковский, Кадебская, 2010).

5.1. Фосфаты из пещер Северного Урала (на примере Махневской Ледяной пещеры)

Исследование зоогенных отложений пещеры Махневская Ледяная (название пещеры – по описанию Г.А. Максимовича, 1947) началось после опубликования ряда статей (Косинцев, 2003; Baryshnikov 2001, 2003), в которых сообщалось о сенсационных находках ископаемых костей дикобраза Виноградова (*Hystrix vinogradovi*) и гималайского медведя (*Ursus thibetanus*). Для территории Урала, где в палеотериологическом отношении исследованы многие пещеры и определены до вида десятки тысяч костных остатков из позднеплейстоценовых и голоценовых отложений, данные результаты были получены впервые. По мнению Г.Ф. Барышникова (2001), такие костные скопления типичны для Европы в конце среднего плейстоцена – начале позднего плейстоцена.

Начиная с 2003 г. были взяты пробы грунта с 10 участков дальнего («теплого») грота пещеры (рис. 5.1). Это самый дальний участок пещеры, резкий спуск в который идет из основного коридора. Коридор перед спуском, по данным Г.А. Максимовича (1947) и по архивным записям Е.П. Близнецова (архивный отдел г. Александровска, ААО ф 96), был покрыт ранее льдом. В течение 6 лет наших наблюдений за состоянием этой пещеры (2003, 2004, 2005, 2007, 2010, 2011), которые производились в августе – сентябре, перелетовывающий лед был обнаружен в 2011 г. Со стороны коридора по направлению к гроту фиксируется небольшой наклон пещерных галерей. Грунт по всей открытой площади грота перемешан в результате браконьерских раскопок (участки 3-9 на рис. 5.1). Предположительно интактные отложения были обнаружены на участках 1, 2 и 10.

К настоящему времени из пещеры получены радиоуглеродные датировки для костей от 6 121 ± 127 л.н. (ИЭМЭЖ-1390) до 41 800 (+600, –500) л.н. (GrA-35461; Фадеева и др., 2011).

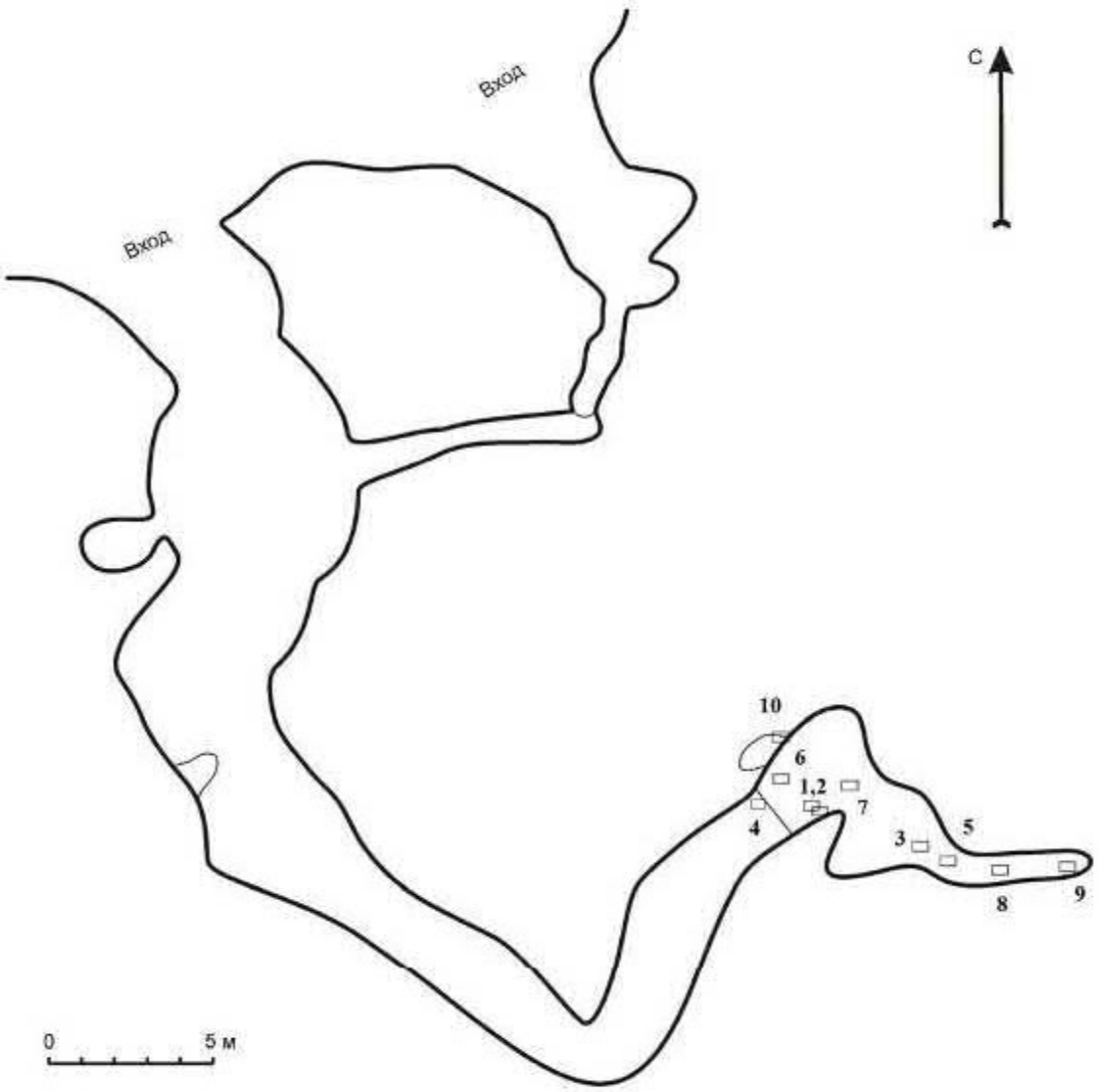


Рис. 5.1. Схема пещеры Махневская Ледяная (съемка О.И. Кадебской, М.И. Каринкиной, 2011) с обозначением участков взятия грунта

Отложения из отвалов раскопок прошлых лет подвергались промывке для выявления фосфатных минеральных образований (рис. 5.2).

В основном это единичные кальцит-фосфоритовые псевдоморфозы по обломкам известняка, которые встречаются в отложениях привходовой части (отвалах предыдущих раскопок) и дальней части пещеры (участок 10, 6 и 8).

Фосфатный материал в отложениях, по сравнению с пещерами Среднего и Южного Урала, встречается редко, и его на порядок меньше по количеству найденных образцов.

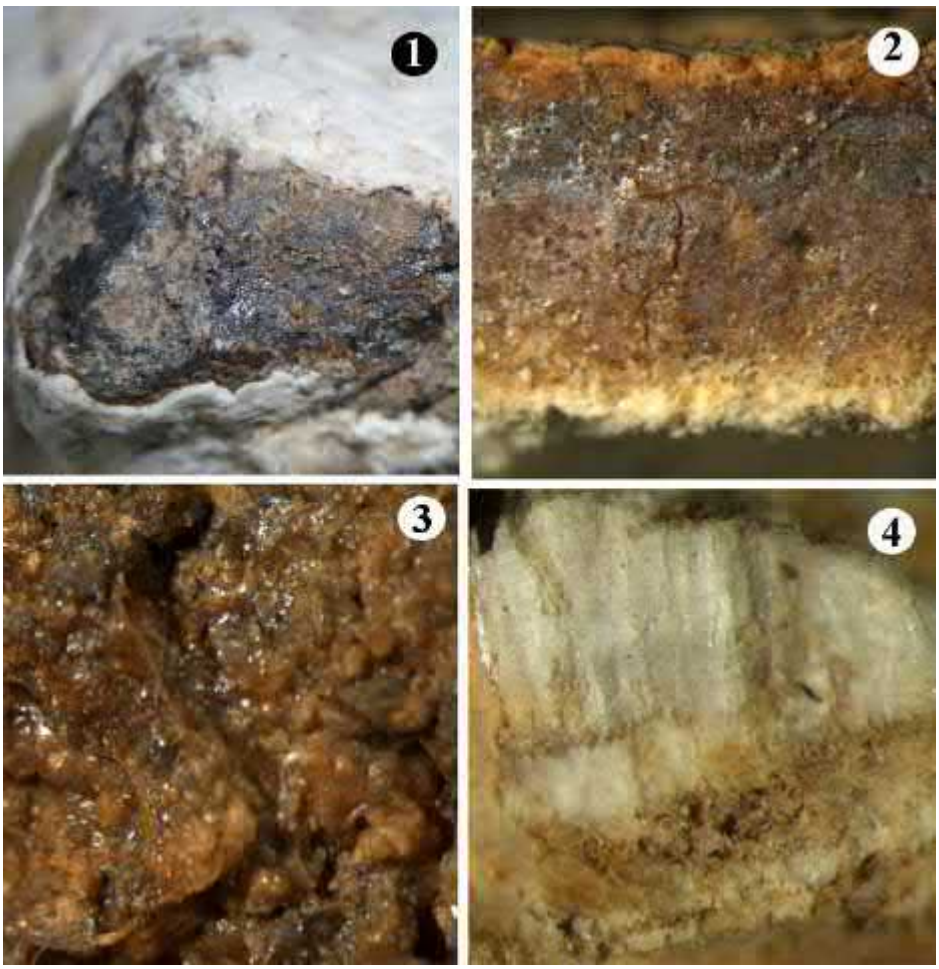


Рис. 5.2. Фосфатные образования из пещеры Махневская Ледяная: 1 – общий вид зональных кальцит-фосфоритовых псевдоморфоз по обломкам известняка; 2 – апатитовая кайма, обволакивающая и наследующая неровную поверхность зернистого известняка; 3 – участки глобулярно-кавернозного фосфатного цемента, 4 – игольчато-пористое строение внешней карбонатной оторочки

Центральная часть образцов сложена практически неизмененной карбонатной породой. Внутренняя кайма состоит из фосфатного вещества с раковистым изломом, светло-коричневого цвета, напоминающего столярный клей. Внешняя кайма сложена плотным тонкодисперсным или игольчато-пористым карбонатным материалом.

Формирование фосфатов из коллоидного раствора подтверждает наличие на поверхности фосфатной каймы трещин усыхания, возникших при испарении воды. При этом происходила диффузия раствора во внутрь обломков известняка и транспортировка растворенного карбоната кальция через коллоидную мембрану раствора, что и обусловило тонкодисперсное и игольчатое строение переотложенной внешней кальцитовой каймы.

5.2. Фосфаты из пещер Среднего Урала (на примере Виашерской пещеры)

Кизеловские пещеры известны местонахождениями костных остатков, главным образом млекопитающих. В середине 1960-х гг. учитель Луньевской школы Е.П. Близнецов с учениками начал производить многолетние сборы костей в Кизеловских пещерах. Хранящиеся в фондах Александровского музея фаунистические материалы свидетельствуют о том, что в последующие годы он неоднократно посещал пещеру и продолжал начатые там работы.

К сожалению, на протяжении последних десятилетий ценный палеофаунистический материал, представляющий огромную научную ценность, бесконтрольно изымался «черными копателями», а потом для продажи вывозился за пределы Пермского края. Не благоприятствовали сохранению отложений и самодеятельные раскопки краеведов-любителей.

Учитывая, что в данной пещере не проводилось комплексных научных исследований, в 2008 г. экспедицией, включающей различных специалистов, была сделана попытка выявить не потревоженные отложения (*in situ*) в пределах так называемого «старого» входа в пещеру (Кадебская, 2009).

Фактически в пределах пещерного поля Е.П. Близнецовым были выявлены несколько местонахождений, одно из которых во входном гроте т.н. Старого входа. Этот грот, в котором Е.П. Близнецовым был заложен шурф № 5, в своей северной части узким лазом соединяется с внутренними частями пещеры, а южной стороной открывается наружу. Это обстоятельство способствовало аккумуляции в гроте аллохтонного рыхлого материала. По имеющейся схеме раскопов Е.П. Близнецова (рис. 5.3) первоначально считалось, что в дальней части входного грота раскопов не производилось. Поэтому первый шурф был заложен у северной дальней стены грота (рис. 5.4). При вскрытии отложений оказалось, что до основания грота в этой части находятся отвалы прошлых раскопов. Найденный костный материал и отобранные пробы на промывку могли дать дополнительные

данные по характеру отложений, а также по фаунистическому составу мелких и крупных млекопитающих.

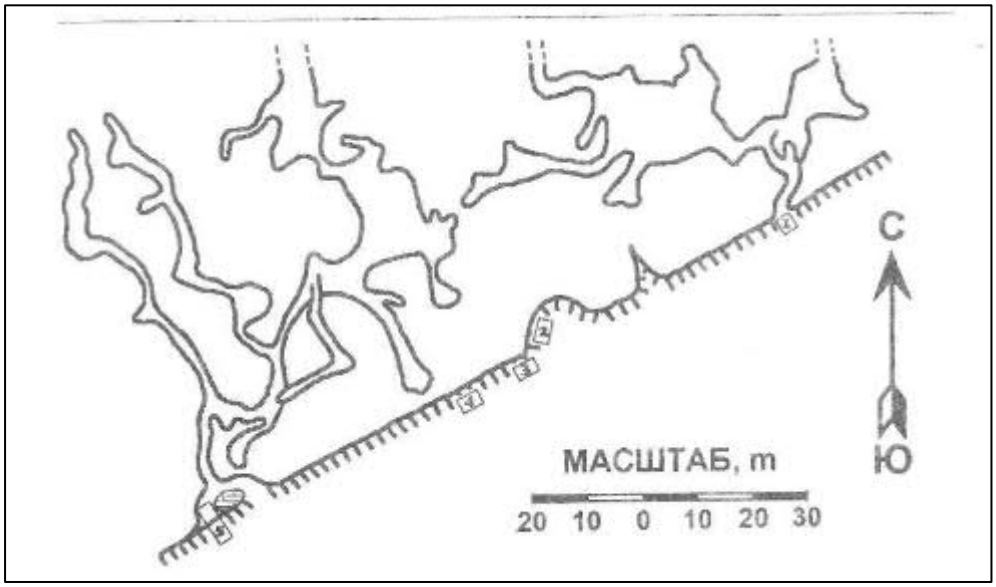


Рис.5.3. План-схема расположения раскопов Е.П. Близнецова в Виашерской пещере

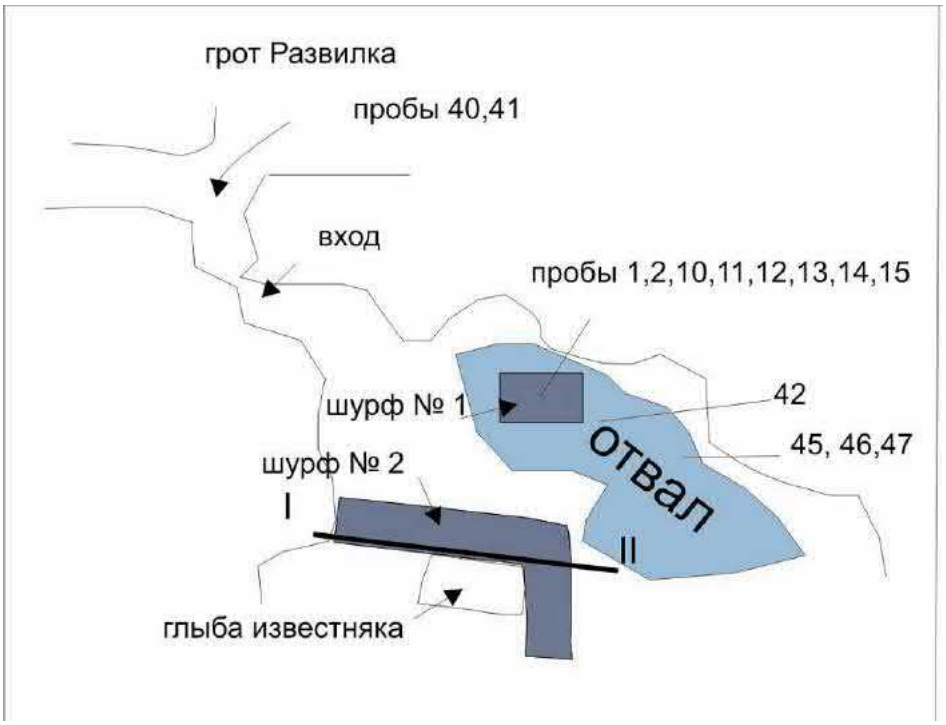


Рис. 5.4. План привходового грота, разрез шурфа № 2 обозначен линией I-II и представлен на рис. 5.5

У входа в двух метрах от западной стенки, под большой упавшей глыбой известняка (мощностью 1 м), был заложен 2-ой разведочный шурф, в котором был вскрыт фрагмент ненарушенных отложений мощностью около 1 м. В дальнейшем образцы из этих отложений будут условно называться

стратифицированными. Отбор образцов проводился как по глубине, так и по площади раскопа, поэтому глубины взятия отдельных образцов перекрываются (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Стратиграфия рыхлых отложений по данным работ и соотношение их с данными Е.П. Близнецова

По Е.П. Близнецову			По раскопкам 2008 г.	
№ слоя	Состав отложений	Мощность, м	Состав отложений	Мощность, м
1	Черный гумусированный мелкозем с известняковым щебнем	0,8	Слой 1 (0-1,0 м) – глыба известняка	1,0
2	Темно-серый суглинок с известняковым щебнем	0,4		
3	Светло-коричневый суглинок с известняковым щебнем	0,4	Слой 2 (1,0-1,2 м) – суглинок красновато-коричневый с известняковым щебнем и дресвой. Среди костей преобладают остатки мелких млекопитающих	0,2
4	Коричневый суглинок с большим количеством костей	0,8	Слой 3 (1,2-1,5 м) – под камнем суглинок зеленоватый, слева суглинок буроватый, местами переходящий в зеленоватый (возможно перекопанный), справа коричневато-бурый с известняковым щебнем и костями крупных и мелких млекопитающих.	0,3
5	Коричневато-зеленый суглинок с известняковым щебнем	0,3	Слой 4 (1,5-2,0 м) – суглинок зеленоватый с измененным известняковым щебнем и костями крупных и мелких млекопитающих. На глубине 1,6-1,7 м большое скопление костей пещерного медведя черного цвета	0,5
6	Зеленоватая супесь с острым известняковым щебнем	0,3		
7	Кальцитовая кора	0,05	Обломки брекчиевидных фосфоритов	
8	Terra rossa с редкими сталактитами, без костных останков	3	Слой 5 (2,0-2,2 м). Супесь светло-коричневая с обломками различной степени литифицированных фрагментов брекчии с костями крупных и мелких млекопитающих. Подавляющее большинство костей покрыты дендритами гидроксидов марганца	0,2

По этой причине расположить образцы по глубине отбора можно только в самом общем виде.

Отложения, как из ненарушенных слоев, так и из отвалов раскопок прошлых лет, подвергались промывке для выявления микрофауны и мелких костей крупных животных. Промывка этих отложений для выделения костей животных позволила выявить, наряду с остатками плейстоценовой фауны, специфические минеральные образования, свидетельствующие о значительной трансформации осадков, произошедшей после их накопления.

Стратиграфия рыхлых отложений в гроте представлена в табл. 5.1 и на рис. 5.5. Первые два слоя, по Е.П. Близнецову, несомненно представляют собой отложения, связанные с голоценовой почвой или ее переотложением. На исследованной нами площади данный интервал был занят известняковой глыбой, которая, в сущности, предохранила участок отложений от уничтожения.

Светло-коричневому суглинку из слоя 3 Близнецова, вероятно, соответствует наш красно-коричневый суглинок, а коричневому – наш буровато-коричневый. Буровато-коричневые и красно-бурые суглинки и супеси, отлагавшиеся в «ледниковую эпоху калининского оледенения», характерны для отложений верхней части второй террасы Южного Урала (Вербицкая, 1960). Очевидно, что аналогичные отложения формировались в это же время и на западном склоне Среднего Урала и были переотложены в пещере.

Обилие в красно-коричневом слое, залегающем в интервале 1,0-1,2 м, копытного лемминга и практически отсутствие остатков пещерного медведя (немногочисленные фрагменты, скорее всего, были переотложены) дают основание относить этот слой к холодной стадии, которая, вероятно, соответствует верхнему пленигляциалу (LGM, MIS-2).

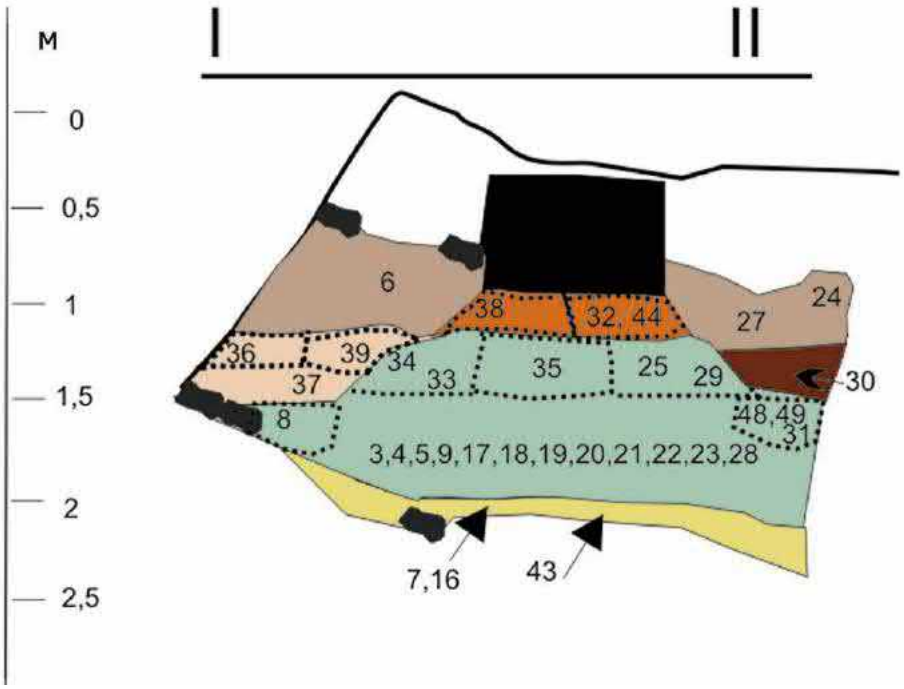


Рис. 5.5. Разрез шурфа № 2 по линии I-II с номерами отобранных образцов.

Коричнево-бурый суглинок, соответственно, может быть отнесен к предшествующей теплой эпохе – невьянскому интерстадиалу (MIS-3). Имеются основания относить слои, содержащие непереотложенные остатки *Ursus spelaeus,* ко времени ранее максимального похолодания последнего оледенения (MIS-2, LGM). Последние данные об исчезновении *Ursus spelaeus* на территории Польши (Nadachowsky et al. 2010) и Центральной Европы в целом (Pacher, Stuart, 2009) показывают, что этот вид не пережил здесь временного порога в 26-24 тыс. л.н., т.е. начала OIS-2. Наиболее вероятно, что такой вывод будет справедливым и для Восточной Европы, поскольку и здесь до сих пор не известно ни одной достоверной даты после этого времени.

Зеленоватый суглинок, залегающий в интервале 1,2-2,0 м, резко отличается от вышележащих по фоссилизации костей (темно-коричневый и черный цвет). Так, для отложений пещеры Кударо I на Кавказе отмечается, что в начальную стадию субаэрального диагенеза почти все породы осадочной толщи сохранили свой первоначальный обломочный облик, и только ашельские оказались сильно преобразованными (Рентгартен,

Черняховский, 1980). Для этого понадобились условия относительно теплого и влажного климата, сохранявшегося продолжительное время. Отметим, что упомянутые ашельские слои имеют как минимум довюрмский возраст. Кроме того, в отвалах из этого слоя найден зуб дикобраза (Hystrix sp.), что также позволяет отнести этот слой к микулинскому межледниковью. О теплом влажном климате может свидетельствовать большое количество так называемых «галек Близнецова», оказавшихся зональными фосфорит-кальцитовыми псевдоморфозами по обломкам карбонатных пород (Чайковский, Кадебская, 2010).

В шурфе № 1, который вскрыл отвалы предыдущих раскопов, также встретились подобные образцы. Из описания Близнецова: «Под глинистым слоем здесь вышел супесчаный слой зеленой окраски, содержащий сильно окатанные до округлостей куски камней и щебня. Начал встречаться окатанный материал еще в нижнем горизонте глинистой пачки, более светлоокрашенном…».

Эти обломки не были окатаны, как считал Е.П. Близнецов, наличие на поверхности фосфатной каймы трещин усыхания отражает содержание в ней воды и формирование каймы из коллоидного раствора. Как и в Махневской Ледяной пещере, зональные псевдоморфозы образовались в процессе взаимодействия коллоидного фосфатного раствора с обломками известняков. В процессе замещения в виде теневых структур сохраняются внутренние элементы исходного субстрата, будь то крупнозернистое строение исходного известняка или элементы анатомии брахиопод (рис. 5.6). К границам зон кальцита и фосфата тяготеют единичные халцедон-кварцевые сферолиты и сростки кристаллов вивианита. Особенно много дендритовидных примазок гидроксидов марганца, которые отмечаются также в трещинах, секущих все зоны псевдоморфоз (рис. 5.7). Нахождение гидроксидов марганца в секущих трещинах отражает его формирование после (частичного?) обезвоживания фосфатного вещества.

Рис. 5.6. Зональные кальцит-апатитовые каймы замещения на обломках известняка из Кизеловской пещеры. В центре брахиопода каменноугольного возраста

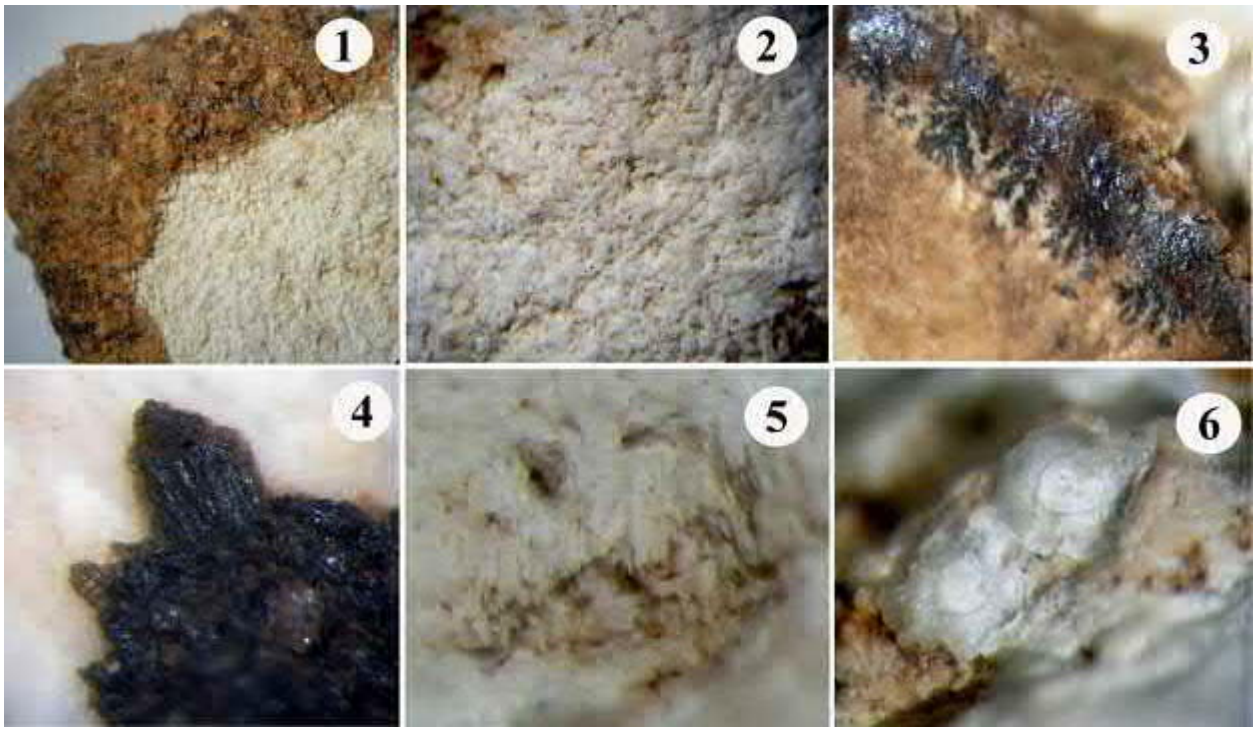


Рис. 5.7. Детали зональных кайм и приуроченные к ним минералы: 1 – внешняя апатитовая кайма; 2 – неровная поверхность зернистого известняка внутри псевдоморфоз; 3 – поздние дендриты гидроксидов марганца в трещине, секущей фосфатную кайму и карбонатное ядро, 4 – сростки кристаллов вивианита; 5 – игольчатое строение внешней карбонатной оболочки; 6 – халцедон-кварцевые сферолиты

Отложения самого нижнего слоя (в основании разреза рыхлых отложений), на основании палеонтологических данных, образовались во

временной интервал, когда данный грот находился на значительном удалении от древнего входа, достаточном для почти полного предотвращения привнесения аллохтонного обломочного (зоогенного и эолового) материала, и предположительно могут быть отнесены к начальным фазам микулинского интергляциала. Позднее в этом интервале образовался прослой брекчиевидного фосфорита (рис. 5.8), насыщенного обломками карбонатов, в различной степени преобразованных. Образование прослоя произошло за счет инфильтрации растворенного материала из вышележащей толщи на протяжении последующих тысячелетий.

Основная масса фосфорита часто имеет кавернозное строение, связанное со стягиванием фосфата в глобулярные обособления размером до 0,5 см (рис. 5.9). Реже отмечаются натечные агрегаты. Как и в случае псевдоморфоз, на поверхности глобулей видны следы обезвоживания и растрескивания.

Рис. 5.8. Общий вид и внутреннее строение (справа) обломков брекчиевидных фосфоритов. Включения представлены фрагментами известняка и пещерного оникса, в различной степени замещенными и перекристаллизованными

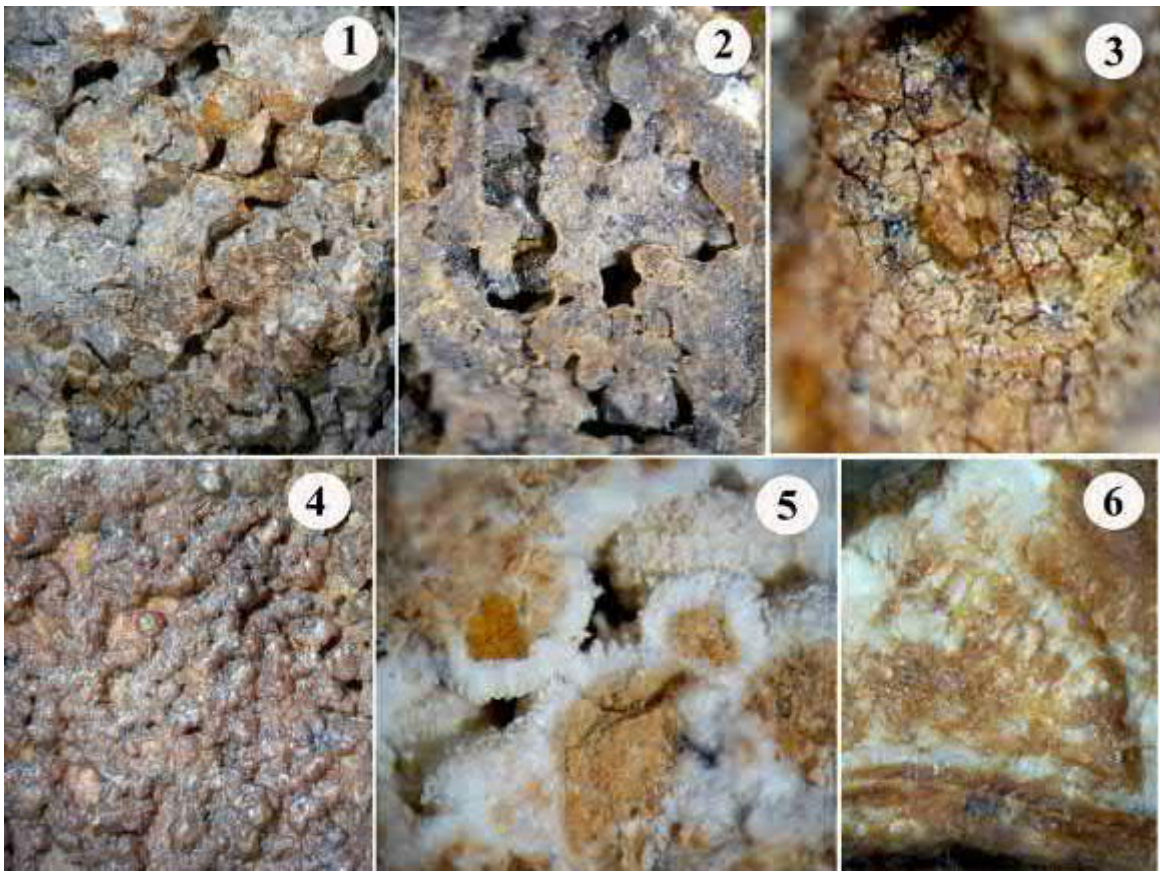


Рис. 5.9. Детали строения фосфоритов: 1, 2 – участки глобулярно-кавернозного цемента; 3 – корочка обезвоживания на поверхности фосфата; 4 – участок натечного строения; 5,6 – кокардовые и шестоватые агрегаты кальцита и апатита внутри измененных карбонатных обломков

Обломки известняков могут быть замещены как зонально, так и в виде сложных брекчиево-кокардовых или шестоватых карбонат-фосфатных агрегатов. Наличие большого количества включений псамитовой и пелитовой размерности позволяет предполагать, что фосфатный гель практически полностью заместил исходный песчано-глинистый материал.

5.3. Фосфаты из пещер Южного Урала (на примере Игнатьевской пещеры)

В 1980 г. внимание к Игнатьевской пещере привлекли археологи В.Т. Петрин, С.Е. Чаиркин и В.Н. Широков, которые открыли древние палеолитические рисунки (Широков, 2008). Впервые отложения в привходовой части (раскоп V) изучались в течение двух лет: в 1984 г. – участниками экспедиции В.Т. Петрина до глубины около 1,6 м, и в 1985 г. –

палеонтологической экспедицией Института экологии растений и животных УрО РАН под руководством Н.Г. Смирнова (Петрин, 1992). Отложения раскопа были вскрыты до глубины около 4 м. Расположение раскопа V в привходовой части пещеры указано на рис. 5.10.

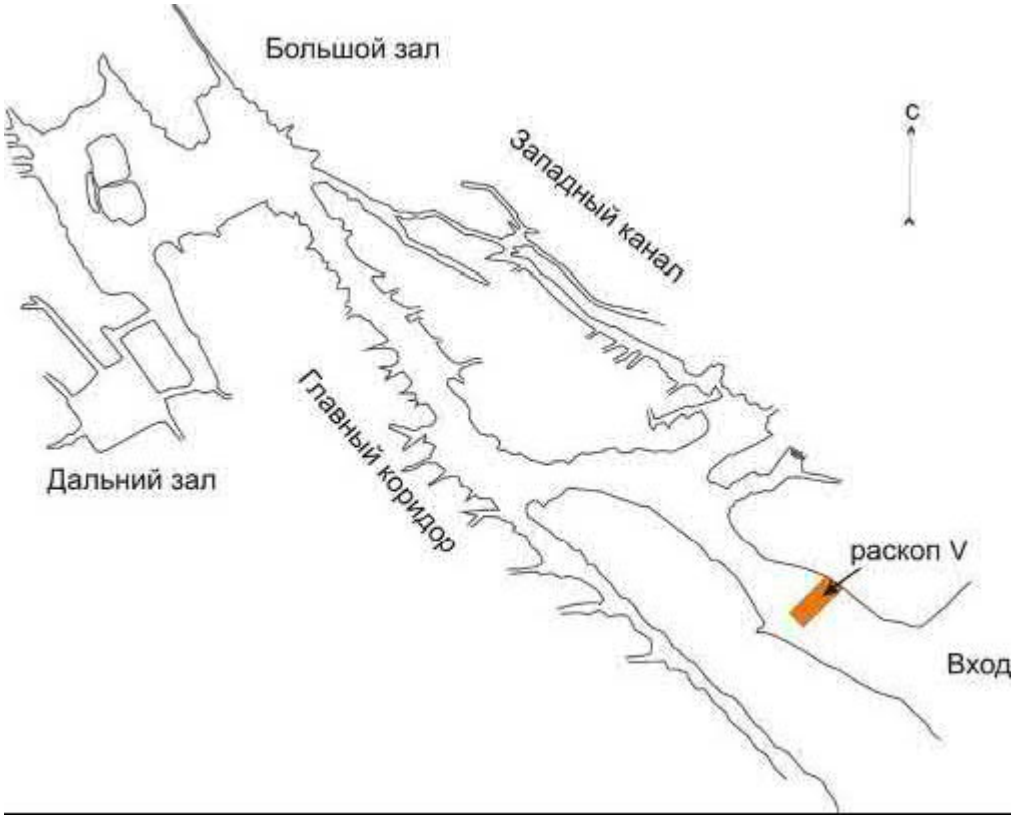


Рис. 5.10. План Игнатьевской пещеры с местоположением раскопа V

Полное описание стратиграфической колонки раскопа выполнено геологом В.В. Стефановским (табл. 5.2). Отложения содержат многочисленные остатки фауны и флоры, которые накапливались на протяжении 200 тыс. лет.

Расконсервация раскопа осуществлялась на основании Открытого листа № 1540, выданного Министерством культуры РФ на имя с.н.с. сектора археологии каменного века Института истории и археологии УрО РАН В.Н. Широкова. Работы финансировались из средств гранта РФФИ № 14-04-10099, рук. чл.-корр. РАН Н.Г. Смирнов. В работах принимали участие: и.о. заведующего лаборатории палеоэкологии ИЭРЖ УрО РАН П.А. Косинцев, сотрудник лаборатории Д.О. Гимранов и студенты биофака УРФУ.

Таблица 5.2

Стратиграфия рыхлых отложений по данным В.В. Стефановского (Широков, 2014) и с добавлениями автора

№ слоя	Глубина		Состав отложений	Мощность, м	№ пробы
1	0	0,4	Глина песчаная, темно-серая, легкая, алевритистая, оглеенная, с зернами, реже мелкой щебенкой известняков, с редкими угольками, участками сажистая, с включениями рыхлого мучнистого карбоната. Встречаются немногочисленные кости млекопитающих. Культурный слой	0,4	12
2	0,4	0,9	Глина преимущественно каолинитовая, алевритистая, охристо-бурая, с окислами железа, с примесью органогенного аморфного фосфорита, с включениями светлых окатышей и примазок копролитов, с многочисленными костными остатками млекопитающих. В слое содержится до 15% щебня и глыб известняка. В подошве слоя омарганцованный прослой мощностью 5 см	0,5	11
3	0,9	1,1	Глина ярко-оранжевая песчано-алевритистая. слабоплотного сложения, с примесью аморфного фосфорита, с примазками и включениями копролитов и костными остатками млекопитающих	0,2	10
4	1,1	1,15	Фосфатный слой	0,05	13,14
5	1,15	1,4	Глина пелитовая бурого и темно-бурого цвета с волосовидными агрегатами кальцита с примесью аморфного фосфорита, с мелким щебнем известняка, с костными остатками млекопитающих	0,25	8
6	1,4	2,0	Глина пелитовая бурого и темно-бурого цвета, макропористый, комковатый, с аморфным органогенным фосфоритом, с линзами рыхлого гипса	0,6	7
7	1,8	2,1	Линза с левой стороны охристо-бурых глинистых алевритистых песков слабоплотного сложения, с плохо выраженной горизонтально-волнистой слоистостью, с тонким (1-2 мм) полосчатым переслаиванием ожелезнённых темных охристых и более осветленных светло-желтоватых глинистых прослойков	0,3	6
8	2,0	2,7	Глина охристо-бурая, песчано-алевритистая. слабоплотного сложения, с примесью аморфоного фосфорита, с примазками и включениями копролитов, с карбонатными стяжениями, с костными остатками млекопитающих	0,7	5
9	1,4	2,7	У стены с правой стороны, «Карман» с промытой глиной темно-бурого цвета, каолинитовая, алевритистая, тугопластичная, с щебнем кремней и известняков и редкими костными остатками	1,3	4, 9
10	2,7	2,8	Прослой карбонатных обломков, сцементированный фосфатным материалом с костными остатками	0,1	2, 3
11	2,8	3,5	Глыбы известняка с глиной светло-коричневой. Глина алевритистая, вязкая, костные остатки единичны и встречаются в верхней части прослоя	0,5-0,7	1
12	3,5	4,5	Известняк серый, расколот на крупные блоки вертикальными трещинами	1,0	-

Расконсервация раскопа была осуществлена до глубины 4,5 м от современной поверхности. Выбранный консервационный материал

упаковывался в строительные мешки, которые складировались во Входном гроте. После выхода на уровень пола раскопа его стенки были зачищены для экспонирования участникам конференции ИНКВА. По завершении демонстрации стратиграфии раскопа он был законсервирован (Широков, 2014). Расконсервация раскопа позволила отобрать нам пробы из разреза стратифицированных отложений (рис. 5.13).

До глубины 0,4 м отложения представляют собой голоценовую почву. Ниже отложения представлены охристо-бурыми глинами с большим количеством костного материала и копролитов, в котором присутствует мелкий аморфный фосфорит. Первый фосфатный слой залегает на глубине 1,1 м. Мощность слоя составляет от 5 до 10 см. Это глинистый субстрат со щебнем и обломками костей, слабосцементированный фосфатным цементом (проба 13 и 14). В слое обломки известняка, так же как и в пещерах Среднего и Северного Урала, покрыты зональными корами фосфата и кальцита (рис. 5.11).

Ниже фосфатного горизонта находится прослой глины пелитовой размерности (проба 8), в которой встречены волосовидные агрегаты кальцита (рис. 5.12). Образование таких агрегатов кальцита возможно только при высачивании растворов по мелким каналам в пленках, порах породы или с поверхности водонасыщенного глинистого субстрата при активном испарении. Мощность прослоя 25 см.

С глубины 1,4 до 2,1 м глина макропористая с линзами рыхлого гипса (проба 7). Мощность линз от 2 до 10 см. В раскопе VI, который находится в 30 м дальше внутрь пещеры, мощность линз увеличивается и достигает 30 см. Так как такой гипс (рис. 5.14) может формироваться в сравнительно теплой климатической обстановке, можно предположить, что это были периоды межледниковья.

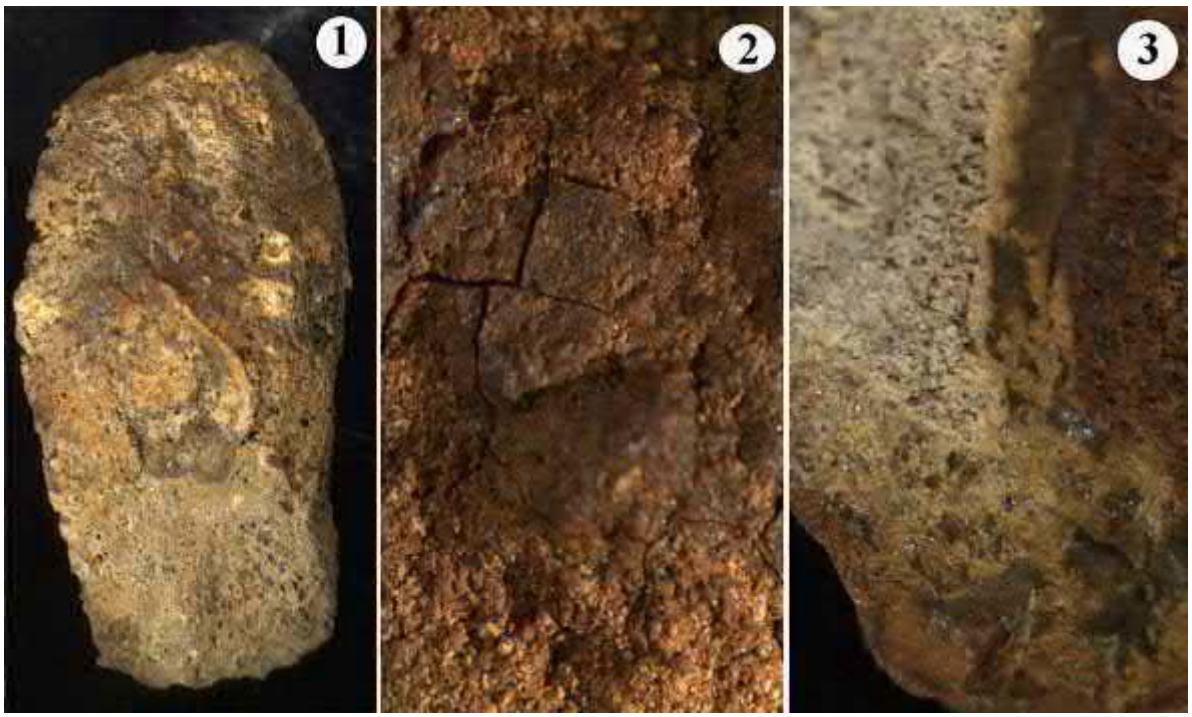


Рис. 5.11.Зональные кальцит-апатитовые псевдоморфозы из верхнего фосфатного горизонта раскопа V: 1 – общий вид обломков известняка, покрытых фосфатной корочкой; 2 – трещины усыхания на поверхности фосфатной корочки; 3 – внутренний обломок крупнозернистого известняка

Рис. 5.12. Волосовидный кальцит из пробы 8

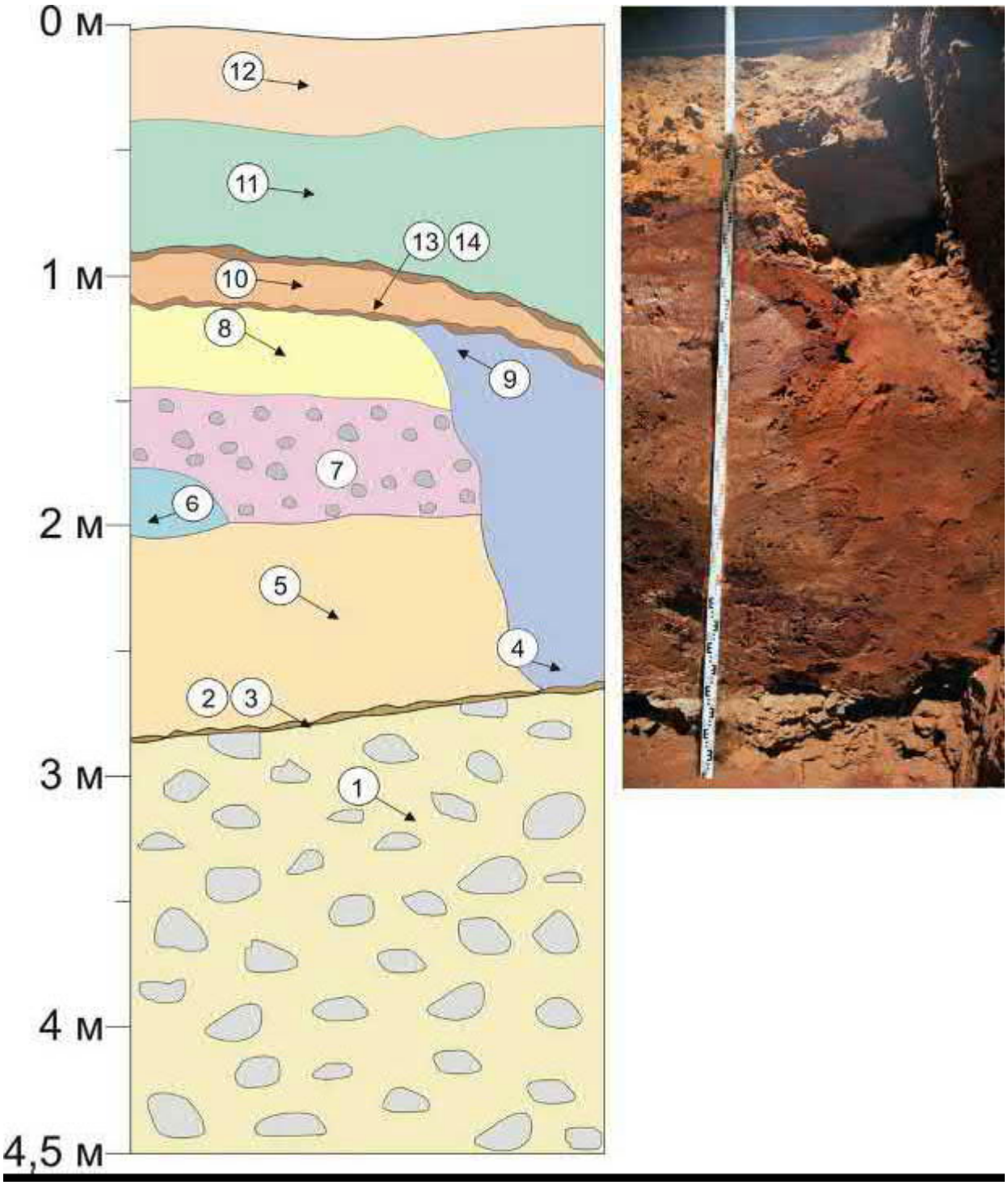


Рис. 5.13. Разрез западной стенки раскопа V с номерами отобранных образцов.

Питающими растворами и поставщиками серы для кристаллизации гипса послужили останки животных и продукты их жизнедеятельности. Верхний фосфатный слой и волосовидный кальцит, скорее всего, также приурочены к периодам, когда образовывался обезвоженный аморфный светло-серый гипс, то есть они откладывались в жарких условиях.

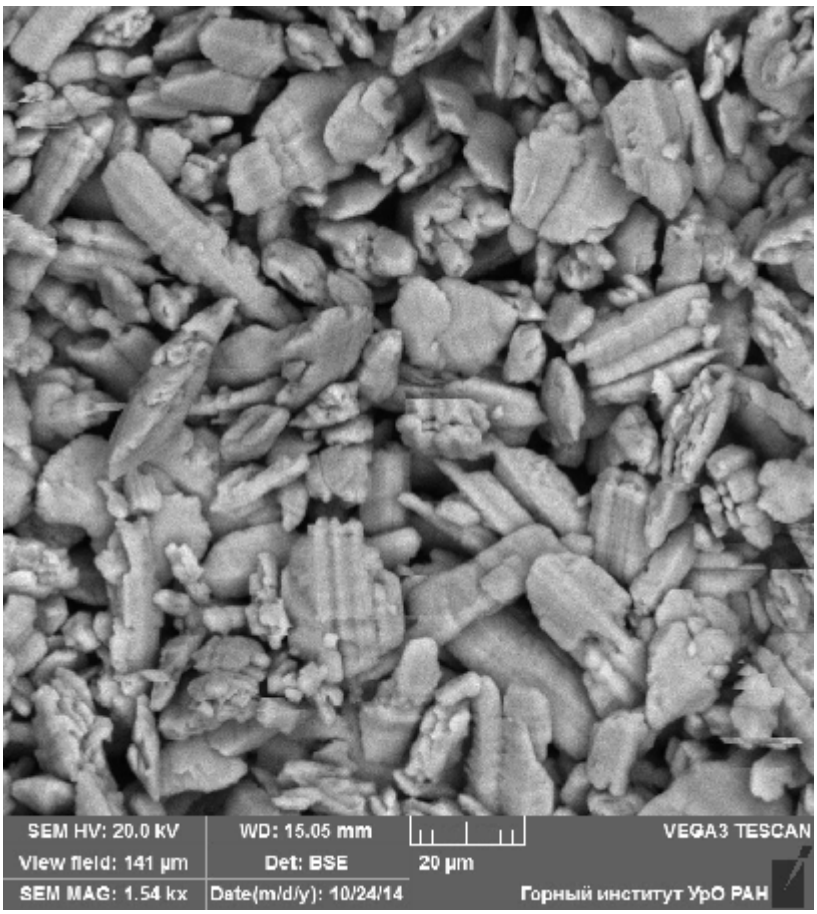


Рис. 5.14. Морфология гипса из пробы 7

Линза глинистых алевритистых песков расположена в левой стороне стенки раскопа (проба 6) с глубины 1,8 м до 2,1 м. Отложения линзы отличаются от основного разреза более однородным составом литологических разностей и более высокой степенью окатанности обломочного материала. Таким образом, эти отложения связаны с периодическими водными потоками и имеют аллювиальное происхождение.

У скальной стенки в правой стороне раскопа также имеется «карман» с промытой глиной темно-бурого цвета (пробы 9 и 4). В этой части разреза, видимо, при стекании конденсационной и инфильтрационной влаги со стены, происходил вынос более тонких частиц вниз по разрезу из области их аккумуляции.

В интервале 2,1 – 2,7 м залегает глина охристо-бурая, песчано-алевритистая, слабоплотного сложения, с примесью аморфного фосфорита (проба 5). В подошве этого слоя находится второй фосфатный горизонт

мощностью 10 см, представленный щебнем и костными остатками, сцементированными фосфатным цементом (пробы 2 и 3). В слое содержится много обломков фосфатных корочек (рис. 5.15). Фосфатные коры развиты также на поверхности нижележащих глыб известняка, они имеют зональное строение.

Рис. 5.15. Фосфатные коры из второго фосфатного горизонта (пробы 2 и 3)

Ниже 2,8 м располагаются глыбы известняка с глиной светло-коричневой, фосфатосодержащих отложений не встречено.

Таким образом, в теплые периоды межледниковий в пещере аккумулировались рыхлые линзы гипса, волосовидный кальцит и породы, обогащенные фосфором, образованные за счет разложения и преобразования органических веществ. В периоды похолоданий в разрезе отложений увеличивалось количество щебневого и глыбового материала за счет морозного выветривания и десквамации породы.

5.4. Химические особенности костного материала и новообразованных фосфатов

Изучение химического состава новообразованных фосфатов и предполагаемого в качестве исходного костного материала (табл. 5.3,

рис. 5.16) позволило установить, что основная часть фосфатов кайм замещения и костей представлена апатитом (гидроксил-апатитом). Эмаль зубов пещерного медведя наиболее близка к ортофосфату – витлокиту с формулой $Ca_3(PO_4)_2$. Возможно также присутствие нормативного монетита H_4CaPO_4. Некоторый избыток нормативного кальция в фосфорите и одной из кайм замещения позволяет предполагать присутствие миналов $CaCO_3$ или $Ca(OH)_2$, характерных, по Ф.В. Чухрову (1955), для коллоидных минералов даллита и гроднолита. В большинстве фосфатов установлено присутствие дополнительных анионов: серы, хлора и, возможно, фтора.

Содержание малых компонентов показало (табл. 5.4), что кости из Виашерской пещеры, по сравнению с фосфоритом, обогащены только Mn, Zn, Sr, Cd и U. Повышенное содержание урана в костях может быть связано с его восстановлением из инфильтрующихся растворов белковым веществом, которое обволакивает кристаллы апатита в твердой ткани костей. Принято считать, что содержание в костном материале высокозарядных элементов, в том числе урана и тория, отражает их возраст. Анализ материалов, приведенных в работе Н.Г. Смирнова и др. (Физико-химические характеристики, 2009), позволяет говорить, что в целом это правило выдерживается (рис. 5.17), однако на многих проявлениях содержание урана вниз по разрезу убывает, что может объясняться влиянием терригенного субстрата, для которого характерна ториевая специализация. Вероятно, с влиянием замещенного глинистого материала связано и увеличение практически на порядок содержания редких земель в фосфоритах по сравнению с костями. Содержание урана в костях пещерных медведей в Виашерской пещере практически на порядок больше, чем в костях из Махневской Ледяной пещеры.

Впервые в пещерах Северного, Среднего и Южного Урала зафиксированы фосфоритовые породы, в образовании которых, наряду с копролитами, принимает участие костный материал пещерных медведей.

Таблица 5.3

Химический состав костных фрагментов пещерного медведя и новообразованных фосфатных минералов из Виашерской пещеры, мас.%

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
O	37,54	39,92	33,61	33,57	31,21	33,77	33,31	35,52	32,92
P	15,22	17,24	15	13,5	13,13	15,21	15,26	16,4	13,53
Cl	0,37	0,43	0,18	0,26	0,43	0	0,21	0,07	0
Na	0,61	0,77	0,52	0,44	0,37	0,2	0,46	0,19	0,22
Mg	0,11	0,19	0,1	0,12	0,1	0,06	0,16	0	0,16
K	0	0	0,24	0,05	0,1	0,09	0,34	0	0,07
Ca	29,89	33,23	30,46	28,73	27,62	34,08	30,46	33,58	28,8
Mn	0	0	0,37	0,2	0,06	0,24	0	0,25	0,09
Fe	0,38	0	1,12	0,1	0	0,43	1,32	1,46	0,08
Sr	0,74	0,78	0,59	0,66	0,52	0,82	0,62	0,96	0,79
Ba	0	0	0,16	0	0	0	0	0	0,16
S	0	0	0	0	0	0	0,41	0,14	0,24
Al	0	0	0	0	0	0,07	0	0	0,04
U	0	0	0	0	0	0	0	0	0,18
Сумма	84,85	92,57	82,34	77,65	73,55	84,98	82,55	88,57	77,28

1 – эмаль молочного зуба (1,3-1,5 м); 2, 3 – эмаль и сердцевина клыка взрослой особи (1,3-1,5 м); 4, 5 – кость: плотная внешняя часть и губчатая центральная (2,0-2,2 м); 6-8 – фосфатная оторочка на обломках известняка (1,5-2,0 м); 9 – глобулярный фрагмент фосфатной породы (брекчии; 2,0-2,2 м). Недостаток до 100 % объясняется присутствием гидроксил-иона, воды и органического вещества. Анализы выполнены в ПГУ на сканирующем электронном микроскопе S-3400N с приставками: EDS, WDS и EBSD. Аналитик К.П. Казымов

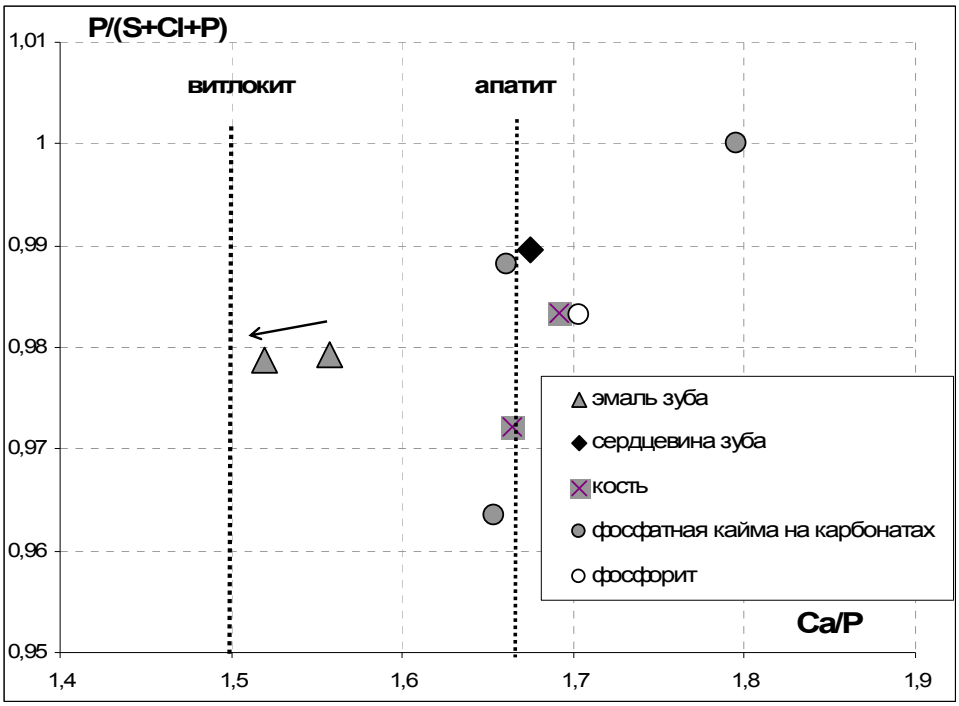


Рис. 5.16. Соотношение минералообразующих элементов в костных останках пещерного медведя и минеральных фазах. Стрелкой показана эволюция состава эмали от молочного зуба к коренному

Таблица 5.4

Содержание малых элементов в кости медведя (1) и новообразованном фосфорите (2) из Виашерской пещеры, г/т

Эл-т	1	2	Эл-т	1	2	Эл-т	1	2
Li	0,6282	2,2051	**Nb**	0,7980	7,8800	**Tb**	0,0789	0,3307
Be	0,3521	0,7668	**Mo**	0,9521	1,6717	**Dy**	0,4864	1,9263
Sc	1,0625	4,8312	**Ag**	0,0034	0,0137	**Ho**	0,1037	0,4019
Ti	827,4456	1911,3435	**Cd**	**2,2175**	1,5814	**Er**	0,2871	1,1225
V	13,6555	48,7721	**In**	0,0082	0,0201	**Tm**	0,0451	0,1622
Cr	10,2825	42,6732	**Sn**	0,4572	1,1427	**Yb**	0,2752	1,0620
Mn	**1636,9013**	1093,2278	**Sb**	0,1217	0,2613	**Lu**	0,0401	0,1675
Co	4,6949	8,7951	**Te**	0,1197	0,1329	**Hf**	0,1933	2,0114
Ni	41,5190	62,9426	**I**	**0,5637**	0,5531	**Ta**	0,0395	0,4147
Cu	17,1411	25,1636	**Cs**	0,1669	1,7943	**W**	0,2239	0,6437
Zn	**537,9614**	113,5697	**Ba**	261,7606	281,7983	**Re**	0,0128	0,0155
Ga	4,5646	6,5306	**La**	2,3145	11,1034	**Hg**	0,0692	0,0928
Ge	**1,0057**	0,9593	**Ce**	4,8906	24,1736	**Tl**	0,0867	0,1995
As	0,1924	0,3118	**Pr**	0,6186	2,8836	**Pb**	2,8157	7,5375
Rb	3,7930	52,4252	**Nd**	2,6832	12,0018	**Bi**	0,0182	0,0551
Sr	**290,1916**	163,0877	**Sm**	0,5659	2,4517	**Th**	0,2665	3,9798
Y	4,1675	13,6825	**Eu**	0,2493	0,5714	**U**	**10,0883**	1,6169
Zr	8,4962	84,6017	**Gd**	0,4890	2,1304			

Анализы выполнены методом ICP-MCв ИГиГ УрО РАН, г. Екатеринбург.

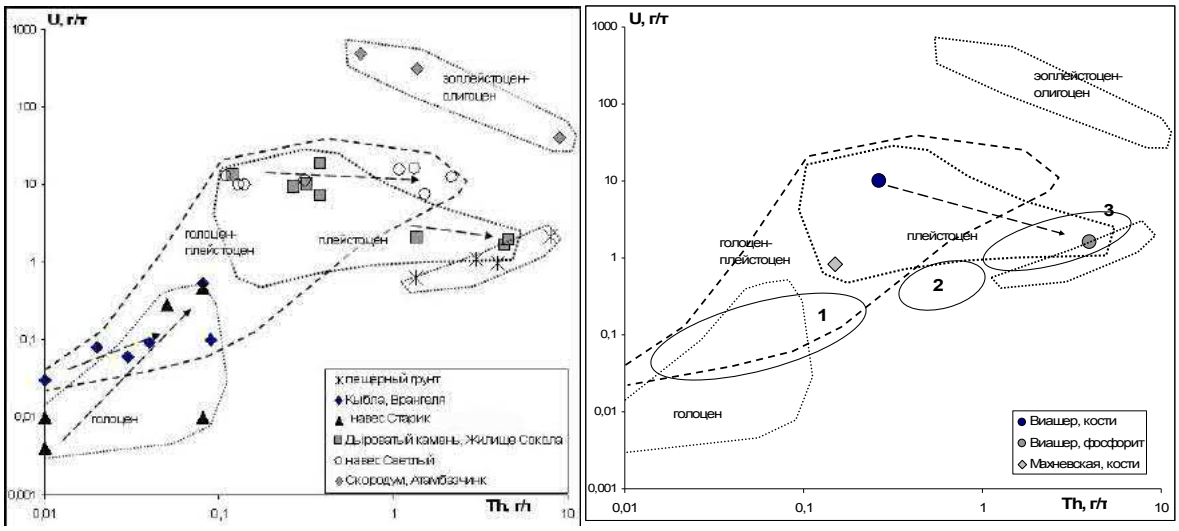


Рис. 5.17. Соотношение урана и тория в костях и фосфоритах Виашерской и Махневской Ледяной пещер в сравнении с костями животных различного возраста (Физико-химические характеристики, 2009) и осадочными породами Прикамья (1 – гипс-ангидритовые; 2 – карбонатные; 3 – глинисто-карбонатные). Стрелками показана эволюция состава костей в отдельных разрезах от верхних слоев к нижним

Установлена вертикальная зональность в распределении новообразованных фосфатных минеральных фаз. На примере Виашерской пещеры прослежена химическая и минералогическая специализация

различных частей скелета медведей и унаследованность химизма новообразованных фосфатов от замещаемых субстратов. В проявлении запечатлен фрагмент круговорота фосфора – одного из важнейших биофильных элементов.

Новые данные, в т.ч. геохимические, поставили вопрос о пересмотре геологического возраста отложений в Махневской Ледяной и Виашерской пещерах. Разрезы отложений включают слои, охватывающие время от голоцена до начала микулинского интергляциала (MIS-5e).

Глава 6. Карстовые ландшафты в системе особо охраняемых природных территорий Урала

На Урале представлены основные типологические модели сульфатного, карбонатно-сульфатного, карбонатного и соляного карста. В отличие от других объектов природного наследия, ценность карстовых ландшафтов определяется особенностями гидрологических и геологических предпосылок их образования и многообразием поверхностных и подземных объектов. Карстовым ландшафтам и пещерам Урала посвящены более 8 тысяч научных публикаций; несмотря на это, при описании особо охраняемых природных территорий федерального значения Урала карстовым явлениям не уделено внимания, что подтверждает список, подготовленный WWF России (Особо…, 2009). На территории Урала, по данным на 01.01.2013, находятся 2,2 тыс. особо охраняемых природных территорий (ООПТ), из них 17 государственных природных заповедников, 6 национальных и 10 природных парков, 359 государственных природных заказников, 1785 региональных и местных памятников природы. Общая площадь федеральных ООПТ на территории Урала составляет 6%, из них площадь заповедников 2,3% (Чибилев и др., 2013; Особо…, 2009).

Анализ структуры региональных ООПТ (рис. 6.1-6.2) по категориям свидетельствует о преобладании геоморфологических (51%) и ботанических (или комплексных – 14%). Остальные объекты охраны выделены как геологические и разделены на следующие категории: карстовые (11%), гидрогеологические (9%), стратиграфические и палеонтологические (7%), минералогические и петрографические (4%) и историко-горнотехнические (4%). Наибольшим разнообразием типов ООПТ характеризуются Свердловская область, Оренбургская область и Пермский край (Чибилев и др., 2013).

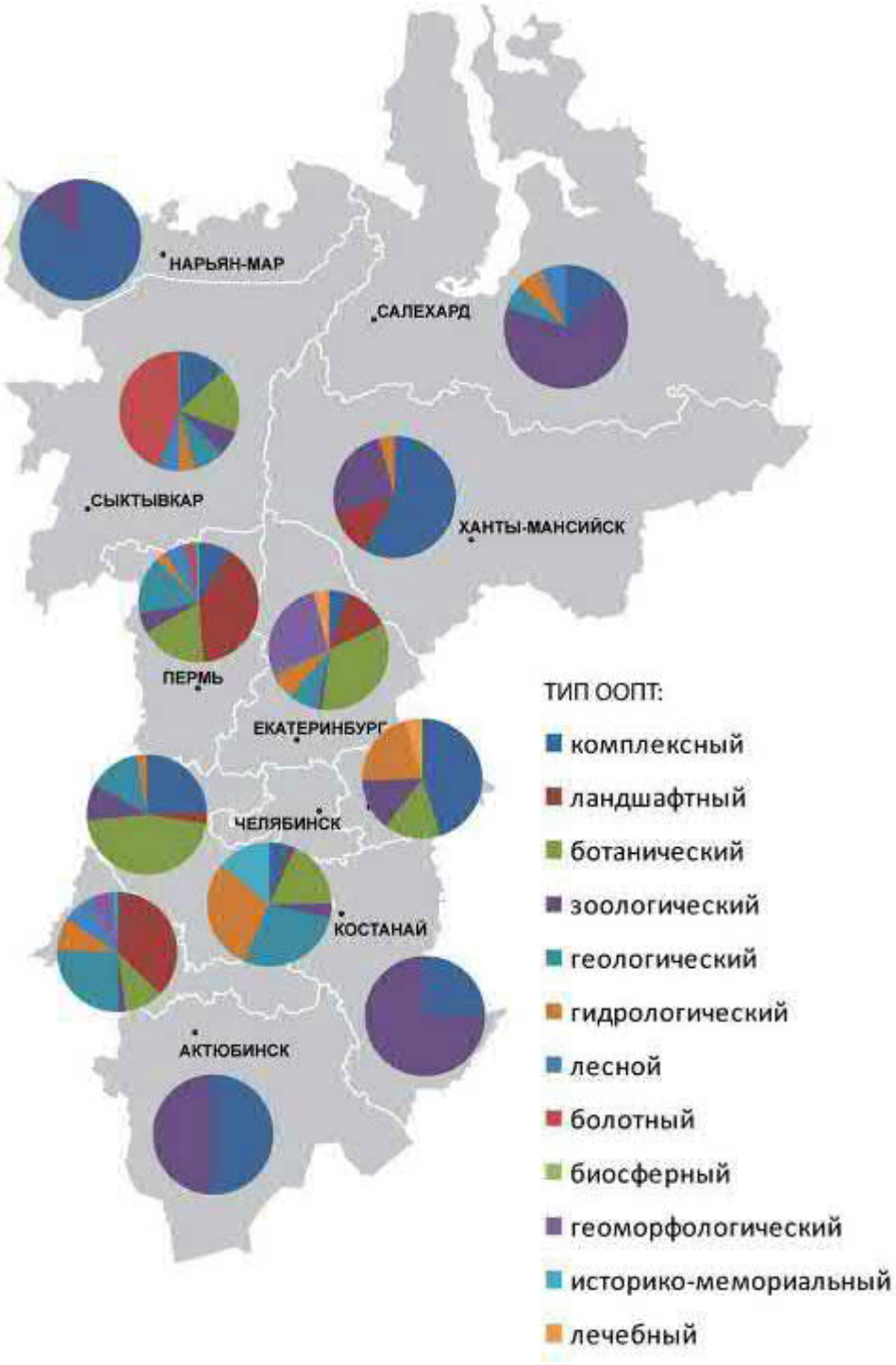


Рис. 6.1. Структура ООПТ по типам (объектам охраны) регионов Урала

Анализ размещения геологических памятников природы в пределах структурно-формационных зон показал, что для равнинных территорий характерна высокая доля геоморфологических объектов (44%) и стратиграфических разрезов (26%); а для горной части отмечается более равномерное распределение геологических памятников по типам:

геоморфологические – 30%, карстовые – 21%, стратиграфические – 10% (Чибилев и др., 2013).

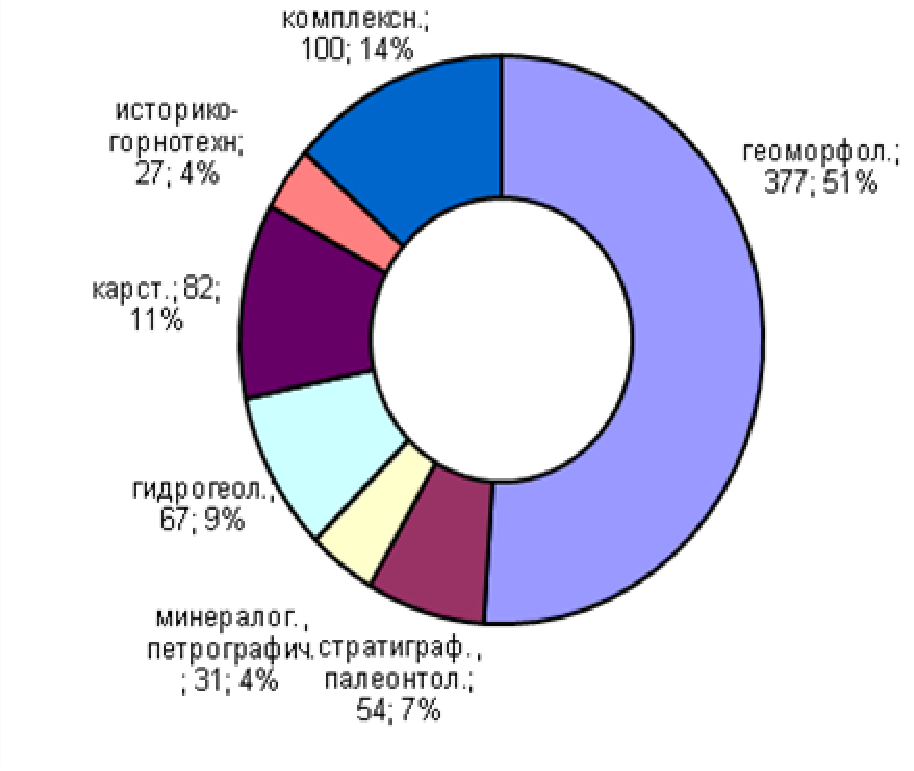


Рис. 6.2. Структура геологических ООПТ Урала по категориям

В рамках Рамсарской конвенции создан Список водно-болотных угодий международного значения (Рамсарских угодий), находящихся под особой охраной конвенции. Международный список охватывает широкое разнообразие типов местообитаний, в том числе карстовых пещер с подземными водоемами, которые являются местообитаниями эндемичных животных. На сегодняшний день в России среди 35, включенных в этот список, а также среди 166 ценных угодий, которые были выделены в международном проекте «Инвентаризация ВБУ России», карстовых объектов не значится.

Согласно другой охранной резолюции 4 (1996 г.) Постоянного комитета Бернской конвенции, для выявления территорий особого природоохранного значения начата работа по инвентаризации материалов по

конкретным регионам России, где распространены виды и местообитания растений и животных европейского значения. Согласно рекомендации № 16 (1989), принятой Постоянным Комитетом Бернской конвенции, территориями особого природоохранного значения (ТОПЗ) принято считать те участки, где присутствуют эндемичные виды, перечисленные в соответствующих приложениях Бернской конвенции. В списки ТОПЗ Европы также включены природные пещеры, системы пещер и связанные с ними воды, которые служат биотопами для разнообразных, но маловидовых сообществ животных, грибов и водорослей, которые встречаются только здесь (троглобионты) или нуждаются в имеющихся здесь условиях в течение части жизненного цикла (субтроглофилы). Например, многие виды летучих мышей.

Так как в России на сегодняшний день не существует географической привязки и границ подземных биотопов, отдельные элементы карстовых геосистем (искусственные и естественные полости, подземные реки и озера) не могут быть внесены в список ТОПЗ Европы.

Статус охраняемых природных территорий имеют лишь 5% территории карстовых ландшафтов Урала. Анализ расположения карстовых объектов, являющихся ООПТ на ландшафтной карте Урала (Макунина, 1974), показал, что большинство объектов находятся в лесной и лесостепной зоне (республика Башкортостан – 30%, Челябинская обл. – 30%, Свердловская обл. – 13%, Пермский край – 11%, республика Коми – 9%, Оренбургская обл. – 2 %).

На территории Башкортостана, где расположено более 980 пещер, только 136 находятся под охраной (являются памятниками природы, расположены на территориях заповедников, национальных парков и заказников). В Челябинской области из 760 пещер статус ООПТ имеют лишь 20. Наиболее значимыми охраняемыми ландшафтами карстового происхождения является Серпиевский природный комплексный заказник, расположенный в долине р. Сим. В Оренбургской области из 34 пещер 2

имеют статус ООПТ, ландшафтными памятниками природы являются 20 карстовых территорий. В Свердловской области из 460 пещер 32 имеют статус ООПТ. Карстовые ландшафты с разнообразными формами рельефа охраняются в рамках региональных природных парков «Оленьи ручьи» и «Река Чусовая».

Из 760 пещер Пермского края статус ООПТ имеют 38, ландшафтными, гидрогеологическими и геоморфологическими памятниками, кроме пещер, являются еще 14 карстовых объектов (родники, озера, котловины, депрессии, карстовые арки и обнажения).

По представленным данным можно сделать вывод, что уникальность карстовых ландшафтов до сих пор не получила достойного отражения в современной сети ООПТ Урала.

Для карстовых экосистем также важна правильная оценка размера и границ охранной зоны. До сих пор у большинства карстовых ландшафтов, имеющих статус ООПТ, географическая привязка имеет точечную (обычно это вход в пещеру), а не площадную форму.

Проведенная нами индикация геохимических процессов в карстовых ландшафтах Урала по параметрам условий современного минералообразования, составу основных продуктов вторичного минералообразования и палеогеохимическим построениям, позволила выявить наиболее уникальные карстовые ландшафты Урала.

Анализ репрезентативности существующей региональной и федеральной сети ООПТ Урала позволил нам выделить перспективные карстовые объекты для организации новых охраняемых территорий или дать обоснование повышения их статуса (рис. 6.3).

В карстологическом отношении ***Пай-Хой*** и ***Полярный и Заполярный Урал*** исследован слабо. Статус региональной ООПТ в 2002 г. был присвоен карстовому урочищу «Долина р. Пымва-Шор» на западном склоне Урала в Ненецком автономном округе.

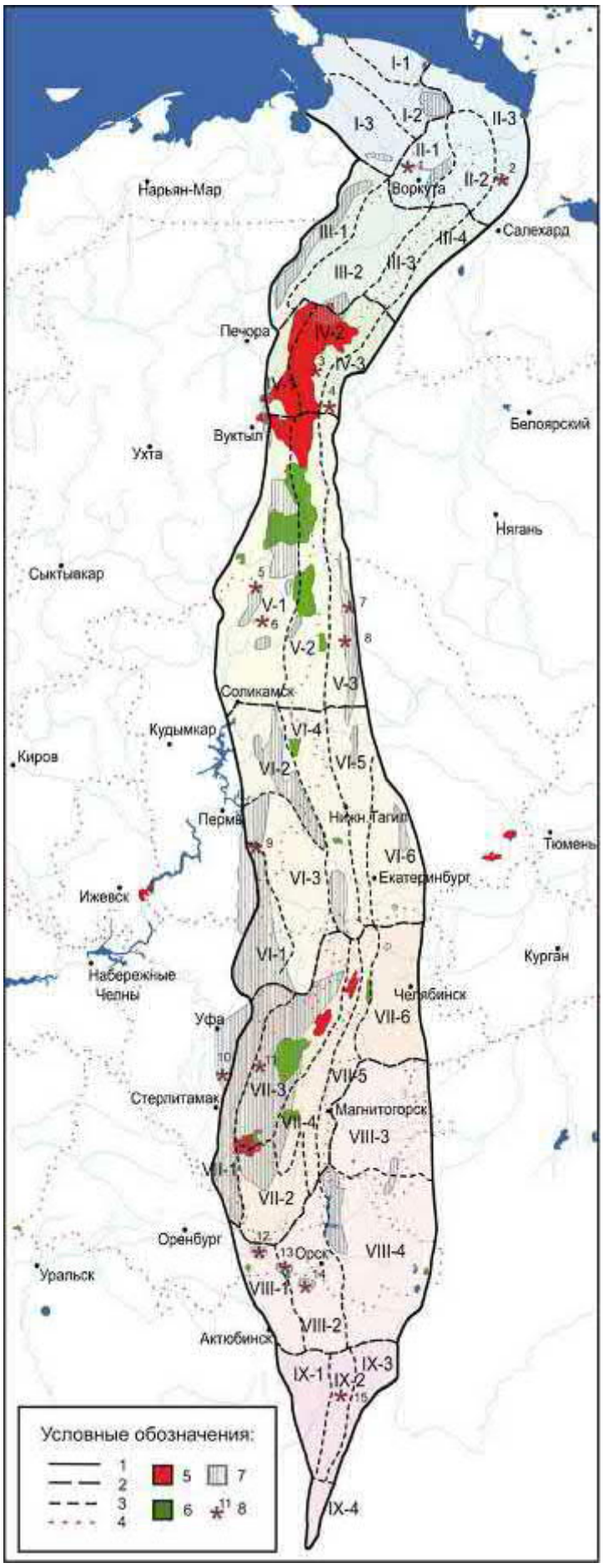


Рис. 6.3. Расположение основных карстовых ландшафтов и объектов исследования в рамках природного районирования Уральской горно-равнинной страны (Чибилев, 2011). Условные обозначения: 1 – границы физико-географической страны Урал; 2 – областей Урала; 3 – подобластей Урала; 4 – административные границы; 5 – национальные парки; 6 – государственные природные заповедники; 7 – основные территории распространения карстовых пород; 8 – объекты исследования, и их номер:

1. источники Пымва-Шор
2. хребет Янганапэ
3. Пуйвинская пещера
4. карстовый ландшафт «Люльинский Риф»
5. Ларевские источники
6. карстовый ландшафт долины р. Березовой, пещера Еранка
7. карстовый ладшафт в долине р. Лозьвы
8. карстовый ладшафт в долине р. Сосьвы
9. карстовый ландшафт «Кунгурская лесостепь»
10. Аургазинский карстовый ландшафт
11. карстовый ландшафт долины р. Зилим
12. Алабайтальское карстовое поле и пещера Подарок
13. карстовый ландшафт «Кзыладырский»
14. карстовый ландшафт в долине р. Жаксы-Каргалы
15. истоки р. Эмбы и грот Толеубулак

Здесь семь термальных источников с дебитом от 0,2 до 10 л/с изливаются в 2-3 км выше устья реки среди коренных выходов верхнедевонско-нижнекаменноугольных битуминозных известняков. Большая мощность туфовых отложений является архивом палеоклиматической информации Заполярья и модельным объектом для понимания перегруппировки карбонатного вещества в условиях вечной мерзлоты. Из существующих экологических угроз для ООПТ можно выделить добычу нефти на двух месторождениях углеводородов (Бергаты-Мылькский и Восточно-Воргамусюрский участки (Функционирование…, 2011). Предлагается повысить статус ООПТ до федерального уровня и расширить территорию для организации буферной зоны.

В 2012 г. нами были изучены уникальные карстовые районы Заполярья на восточном склоне Урала – хребты Нявапэ и Янганапэ. Хребты представляют собой древние рифы нижнедевонского возраста и хорошо выделяются среди равнинной тундры, в виде гряды с отметками до 250-300 м. Карстующиеся породы (мраморизованные известняки) выходят на дневную поверхность и только в некоторых местах прикрыты малоразвитыми почвами. На хребте Янганапэ были открыты две пещеры: Чернецова и Академическая (Кадебская, Косинцев, 2012). Пещеры интересны тем, что это самые северные в мире карстовые объекты, в которых найдены зоогенные отложения.

Учитывая научное и туристическое значение карстовых ландшафтов в районе хребтов Янганапэ и Нявапэ Ямало-Ненецкого автономного округа, представляется целесообразной организация здесь природного парка.

В пределах ***Приполярного Урала*** на Рутиловом плато в междуречье рек Кобыла-Ю и Пуйва известна **Пуйвинская** пещера длиной 100 м, заложенная в зоне сочленения ордовикских мраморов щугорской свиты и кварцевых жил (Андрейчук, Лавров, 1992). Уникальность объекта заключается в локализации пещеры вдоль контактов двух хрусталеносных жил и возможности изучения их внутреннего строения. Индикаторов

генетической связи гидротермальных и карстовых процессов пока не выявлено, однако эта пещера может являться проявлением гидротермокарста.

Выходы известняков в виде скальных выходов высотой до 40-50 м зафиксированы в долинах рек Большая Люлья и Ятрия («Люльинский Риф»). Рифовые массивы девона скрыты в долинах р. Большая Люлья и в нескольких километрах восточнее по берегам р. Ятрия (Шатров, 2013). Здесь известны пещеры **Люльинская** (140 м) и **Люльинская-2** (50 м) (Лавров и др., 1992). Эти пещеры имеют большое научное значение в плане проведения дальнейших геохимических исследований и сравнения процессов минералообразования в пределах широтной зоны Приполярного Урала. В настоящее время карстовый ландшафт «Люльинский Риф» не имеет статуса ООПТ. Предлагается провести его дополнительное обследование с последующим обоснованием организации природного парка или заказника федерального уровня.

В границах ***Северного Урала*** наиболее известным карстово-гидрологическим ландшафтом являются **Ларевские источники**, расположенные в зоне разгрузки трещинно-карстовых вод гипсово-соляного карста. Они расположены в нижнем течении р. Нижней Еловки, на левом берегу, в 800 м от устья, или в 2,5 км юго-восточнее д. Ларевки Чердынского района Пермского края (Шестов, 2009).

О соленых источниках в долине р. Ларевки местному населению было известно еще в конце XIX в. Гидрохимическими исследованиями, проведенными Кунгурской геологоразведочной партией, было установлено несколько групп соленых источников и соленых озер. Вода источников относится к группе высокоминерализованных вод хлоридно-натриевой гидрохимической фации. Соленые источники являются уникальными экосистемами с сульфатредуцирующими бактериями и галофильными бактериями и растениями. В местах разгрузки соленых вод развиты лечебные грязи с повышенным содержанием стронция, бора и лития, а также специфическим комплексом микроминералов.

Еще один карстовый объект Северного Урала – пещера **Еранка,** расположенная на территории Средневишерского района карбонатного карста Западно-Уральской складчатой зоны. В пещере впервые нами были описаны своеобразные отложения – «мягкие» гуры, связанные с процессами криогенеза. Таким образом, пещера является эталонным объектом Северного Урала, где хорошо представлены редкие проявления криогенной минерализации, связанные с вымораживанием растворов (Чайковский, Кадебская, 2014).

На восточном склоне Урала в Североуральском спелеорайоне Свердловской области на р. Лозьве и ее притоках (Вижай, Сев. Тошемка, Талица) спелеологами в 2007-2012 гг. было открыто более 67 новых пещер. Наиболее протяженные из них: **Северная** (2,25 км/-60 м), **Таежная** (850 м/-64 м), **Татищева** (430 м; Цурихин, 2012). На р. Сосьве и ее притоках (реках Вагран, Колонга, Каква) на сегодняшний день известно уже более 25 пещер, из них наибольшими являются **Большая Коноваловская** (2400 м/23 м), **Партизанская** длиной 500 м, **Старателей** (450 м), **Счастливая** (450 м), **Петропавловская** (370 м/12 м), на р. Ивдель длиннейшая пещера – **Большая Юртищенская** (930 м) (Цурихин, Васильев, 2013).

Во многих полостях были найдены костные остатки плейстоценовой фауны, наличие которых указывает на возможное образование фосфатных отложений, дальнейшее изучение которых позволит провести палеоклиматические построения на данной территории в пределах четвертичного периода. До настоящего времени природоохранный статус перечисленных карстовых объектов не определен. Необходимо провести дополнительное обследование для придания объектам регионального или федерального статуса ООПТ и выделения границ охранной зоны.

Карстовые ландшафты, расположенные в границах ***Среднего Урала***, хорошо изучены, однако до сих пор не имеют охранного статуса. Наиболее значимые объекты наследия расположены в долине рек Ирени и Сылвы на контакте Восточно-Европейской платформы с Сылвинской впадиной

Предуральского краевого прогиба. В административном плане это восточная часть Кунгурского и Уинского районов, Ординский, северная и центральная части Октябрьского, юго-запад Березовского, западная часть Суксунского и Кишертского районов. Особый интерес представляют территории распространения нижнепермских отложений артинского и кунгурского ярусов. Первые из них представлены карбонатными породами с органогенными постройками, вторые – карбонатно-сульфатными с «классическим» типом геологического разреза, называемым кунгуром.

Благодаря глубокому залеганию грунтовых вод на известняках, гипсах и доломитах сформировались оподзоленные черноземы и сероземы. Флористическое своеобразие растительных группировок и другие особенности позволили выделить эту территорию в отдельный геоботанический район («Кунгурская лесостепь»; Особо …, 2002). В пределах «Кунгурской лесостепи» открыто более 180 пещер в гипсах и ангидритах, реже – в доломитах. Длиннейшими из них являются **Кунгурская Ледяная** (5,7 км), пещера **Ординская** (4600 м, длиннейшая в мире подводная пещера в гипсах) и **Зуятская** (1,4 км). Кунгурская Ледяная пещера – это первая оборудованная пещера на территории России, которая с 1914 г. является известным во всем мире экскурсионным объектом. На базе Ординской пещеры в 1999 г. был создан первый подводный центр для обучения спелеодайверов в России.

Геологическое и ландшафтно-биологическое разнообразие территории неоднократно было отмечено в материалах природоохранной комиссии РГО. Идея образования Кунгурского геологического заповедника была высказана В.П. Семеновым-Тян-Шанским еще в 1917 г. (Столетие…, 2012). В южной части Кунгурской лесостепи, на границе Октябрьского и Уинского административных районов, в 1980-е гг. С.И. Шилова (1983) предлагала организовать лесостепной заповедник (Бадмаева, 2006). Ею были предложены охраняемые территории в окрестностях сел Бикбай и Енапаево на р. Ирени, в районе села Богородск, деревень Мосино, Харино и Тюш.

Именно здесь сосредоточены хорошо сохранившиеся лесостепные и неморально-лесные сообщества, представляющие ценность как перспективная ООПТ. В конце 2004 г. Всемирный союз охраны природы и исполнительный комитет по карсту и охране пещер представил в список карстовых объектов, рекомендуемых для включения в Список мирового наследия ЮНЕСКО, Ледяную гору и Кунгурскую Ледяную пещеру (Krasnoshtein, Kadebskaya, 2008).

Кунгурская Ледяная пещера представляет собой довольно специфическую среду минералообразования, для которой характерны следующие черты:

- преимущественно сульфатный, в меньшей мере карбонатный литологический фон вмещающих пещеру пород (гипсы, ангидриты, доломиты, известняки, глины);

- обилие воды (инфильтрационные – дождевые, талые и грунтовые воды, паводковые речные воды, конденсационная влага);

- микроклиматическая неоднородность, проявляющаяся в зональном распределении температур воздуха, в сезонной миграции микроклиматических зон, в наличии вертикальной стратификации метеоусловий, а также термическая неустойчивость климатических условий в межсезонье, ведущая за собой смены фазового состояния воды.

Территория Кунгурской лесостепи представляет собой показательный во всех отношениях образец сопряженной эволюции наземных и подземных форм карбонатно-сульфатного карста. На первое место в ряду действующих негативных факторов сейчас выходит стихийная, неуправляемая рекреация, нефтедобыча на Кокуйском и Чураковском месторождении и захламление наиболее привлекательных для отдыха угодий. Перечисленные эталонные участки Кунгурской лесостепи рассматриваются нами как перспективные объекты для формирования новых заповедных территорий не только регионального и федерального, но и мирового значения.

На территории ***Южного Урала*** в республике Башкортостан основные проблемы в охране карстовых ландшафтов возникли в связи с неконтролируемым спелеотуризмом и разработкой месторождений полезных ископаемых. Как и везде в России, с 1992 г. на территории Башкортостана было введено лицензирование недр. Так как в реестре ООПТ все спелеологические памятники природы являются точечными объектами, лабиринты подземных ходов не имеют привязки к поверхности. Возникла проблема охраны пещер, так как многие пещерные лабиринты вошли в горные отводы месторождений по добыче общераспространенных ископаемых гипса, доломита и известняка (Смирнов, 2014).

Таким образом, первоочередным мероприятием для охраны карстовых ландшафтов Башкортостана на сегодняшний день является определение координат пещер и пространственного расположения подземных полостей, на основании которых необходимо провести определение охранной зоны всех выделенных ранее ООПТ, связанных с карстовыми объектами (Смирнов, 2014).

В 2013 г. нами было проведено обследование карстовых ландшафтов в степной зоне на территории России и Казахстана. Наиболее уникальными ландшафтами являются Кзыладырское и Алабайтальское (Дубенское) карстовые поля. Карстовые процессы развиты на крыльях разрушенных солянокупольных поднятий на Урало-Сакмарском междуречье в зоне Предуральского краевого прогиба (Павлейчик, 2011).

Эти участки представляют собой эталон сульфатного карста с полным набором поверхностных и подземных форм (воронки, провалы, арки, пещеры, гроты, озера, источники).

На Алабайтальском карстовом поле находится самая крупная естественная полость Оренбургской области – пещера Подарок. Сульфатные породы, в которых заложена пещера, находятся в обрамлении соляного купола. Текстурно-структурные особенности вмещающих гипсовых пород, вскрытых в пещере Подарок, были описаны нами впервые. Видимые

тектонические нарушения, вскрытые в подземных гротах пещеры, могут являться модельным объектом проявления соляно-купольной тектоники. В пещере также можно наблюдать современное минералообразование целестина, кальцита, флюорита и криогенного гипса.

На территории Кызладырского поля находится более 20 пещер, наибольшие из которых Конфетка и Мозаика.

Геолого-геоморфологические характеристики пещер, современное минералообразование в аридных условиях и биологическое разнообразие карстовых ландшафтов степной зоны позволяют отнести эти урочища к объектам природного наследия федерального уровня.

На территории Казахстана в 30 км к северо-востоку от г. Актюбинска в долине реки Жаксы-Каргалы находятся Петропавловское, Александровское и Шилисайское карстовые поля, которые являются самыми южными проявлениями сульфатного карста в Предуралье (Павлейчик, 2011). Гипсы кунгурского яруса нижней перми в процессе складкообразования были выведены к поверхности и в дальнейшем интенсивно выщелачивались и перекристаллизовывались, в результате чего сформировался карстовый рельеф. Всего в районе известно 11 пещер более 10 м. Самой большой по длине пещерой является **Александровская-2**. Это самая большая пещера в Актюбинской области и самая южная пещера в гипсах Предуралья.

В западной части Мугоджар расположен самый южный грот Уральской горно-равнинной страны, который являлся одним из самых древнейших святилищ народов Урала и Сибири (Деревянко и др., 2001). Грот **Толеубулак** расположен в 15 км от села Родники (Булакты) Муголжарского района Актюбинской области.

Проведенная ландшафтно-географическая оценка и выявленные минеральные и геохимические индикаторы позволили провести типизацию подземных карстовых ландшафтов на территории Урала по критериям ценности и выделить новые объекты природного наследия.

В наиболее приоритетные для создания ООПТ Арктической области России вошли памятник природы «Долина р. Пымва-Шор» (Ненецкий автономный округ), хребты Нявапэ и Янганапэ (Ямало-Ненецкий АО); в пределах Приполярного Урала – Пуйвинская пещера и карстовый ландшафт «Люльинский Риф» (Тюменская область); в границах Северного Урала – Ларевский источники, пещера Еранка (Пермский край), карстовые ладшафты в долинах р. Лозьвы и ее притоков (Вижай, Сев. Тошемка, Талица) и р. Сосьвы и ее притоков (Вагран, Колонга, Каква; Свердловская область). В границах Среднего Урала необходимо повысить статус у ряда региональных памятников природы с карстовыми объектами и объединить их в единый лесостепной заповедник «Кунгурская лесостепь» (Пермский край). На территории Южного Урала наиболее уникальными карстовыми ландшафтами являются памятник природы «Пещерная система Киндерлинская-Леднева-Октябрьская», Аургазинский участок карбонатно-сульфатного карста (республика Башкортостан), Кзыладырское и Алабайтальское карстовые поля (Оренбургская область). На территории Казахстана наиболее перспективными участками для создания ООПТ являются карстовые поля в долине реки Жаксы-Каргалы (Актюбинская область), в границах Мугоджар – территория в верховьях р. Эмбы, где расположен самый южный грот-святилище Урала – Толеубулак (Актюбинская область).

Необходимо проводить дальнейшее всестороннее изучение представленных карстовых ландшафтов, разработать предварительные схемы предлагаемых к охране объектов, провести уточнение и изменение природоохранного статуса действующих ООПТ, определить допустимые виды природопользования с учетом сложившихся тенденций социально-экономического и экологического развития отдельных регионов Урала.

Заключение

В диссертации рассмотрены геохимические индикаторы в подземных карстовых ландшафтах Урала, которые расположены в различных климатических зонах. Урал, вместе с Мугоджарами меридионально расположен в широтных зонах от полупустынь до тундры на протяжении 3000 км. Карстовые ландшафты в пределах выделенных географических зон зачастую являются местами, в которых расположены интразональные виды почв и растительности, а также территориями обитания специфичной биоты.

Изучение карбонатно-сульфатных массивов Ледяной и Казаковской гор показало, что в процессе гипергенеза происходило структурно-вещественное изменение карбонатов. Присутствие минералов железа и марганца с различной степенью окисления (карбонаты и гидроксиды) в разрезе свидетельствует о неравновесных условиях минералообразования. Утяжеление изотопного состава кислорода карбонатов из пещерных отложений по сравнению с новообразованными карбонатами коры выветривания свидетельствует о происходящем фракционировании изотопного состава атмосферных вод при инфильтрации.

На основании изучения и обобщения данных по современным микроклиматическим обстановкам внутри пещер удалось установить, что минералообразование не только четко привязано к этим обстановкам, но и обусловлено ими. Микроклимат карстовой полости определяет активность процессов минералообразования, проявленных в морфологическом разнообразии карбонатов и сульфатов, а также вариации изотопного состава $\delta^{13}C$ (от –14,0 ‰ до +15,0 ‰) и $\delta^{18}O$ (от –4,0 до –25,0 ‰) карбонатов.

Для карбонатных и сульфатных пещер выявлены 4 типа криогенной минерализации: 1) связанный с шоковой кристаллизацией растворов и последующим испарением льда в зимнее время; 2) связанный с процессами перекристаллизации муки при медленном замерзании растворов; 3) связанный с процессами перекристаллизации увлажненной «муки» при

таянии льда при положительных температурах; 4) связанный с частичным вымораживанием при стекании растворов по охлажденной породе или льду.

Специфика минералообразования в подземных карстовых ландшафтах на Полярном Урале проявляется в быстром замерзании воды (в условиях вечной мерзлоты), низкой минерализации питающих растворов и отсутствии натечных отложений; на Северном и Среднем Урале в присутствии икаита; на Южном Урале в перекристаллизации увлажненной «муки» при таянии льда при положительных температурах и образовании специфического регелогенного «жемчуга».

Широтная зональность лучше всего отражается в изотопном составе O и C тонкодисперсного кальцита из «лунного» молока и криогенных карбонатных микрокристаллов (муки). В «лунном» молоке с юга на север изотопы углерода облегчаются от 3,0 до 1,0‰, а изотопы кислорода облегчаются от –6,95 до –11,0‰. Изотопный состав кислорода криогенной муки из пещер Южного, Среднего и Северного Урала незначительно варьирует (от –4,0 до –7,5 ‰), в отличие от него, углерод постепенно утяжеляется с юга на север (от –1,0 до 15,0 ‰) и может служить маркирующим индикатором климатических условий территории.

Впервые получены данные о криогенных пещерных карбонатах из разных климатических зон Урала, отражающие степень изменения климата на протяжении четвертичного периода (последние 700 тыс. лет). Изотопный состав O и C и морфология выделения уральских карбонатов, в соответствии с последними работами европейских коллег (Zak K. et al., 2012) позволяют отнести их к криогенным. U/Th-датирование криогенных карбонатов позволило реконструировать палеоклиматические условия и установить время их формирования в периоды потепления.

В рамках исследования определены структурно-морфологические и изотопно-геохимические признаки образованного криогенного крупнокристаллического кальцита.

Датировки криогенного кальцита в п. Дивья и Усьвинская от 104,8 ± 1,5 до 107,345±0,285 тыс. л.н. зафиксировали потепление в первой ранневалдайской стадии ледниковой эпохи. Датировки от 82,989±0,308 до 89,416±0,172 тыс. л.н., полученные из п. Дивья и Усьвинская, отвечают периоду потепления mis-5b. Датировки от 13,38 ± 0,27 тыс. л.н. до 16,70 ± 0,29 (п. Российская и Дивья) сопоставляются с периодом позднеледниковья на переходе от плейстоцена к голоцену.

Таким образом, существенное облегчение изотопного состава кислорода древних пещерных карбонатов (от –15 до –25,0 ‰) по сравнению с изотопным составом натечных кор, сталагмитов и сталактитов (от –9,0 до –15,0 ‰) и результаты U/Th-датирования, позволяют восстановить древние фациальные обстановки минералообразования в карстовых полостях в возрастном диапазоне от 13,038 до 670,805 тыс. л.н.

Морфология криогенного кальцита и характерное обогащение легким кислородом (^{16}O) от центра к периферии кристалла свидетельствуют о фракционировании изотопного состава воды при медленном замерзании растворов. Выявленные отличия в изотопном составе O и C позволяют четко распознавать пещерный криогенный кальцит среди других типов пещерных отложений и при проведения датирования использовать его в качестве маркеров межледниковий.

В процессе исследования впервые выявлены условия и процессы формирования фосфатных отложений в подземных карстовых ландшафтах, связанные с трансформацией плейстоценового костного материала. В пещерах Южного и Среднего Урала (Кизеловская и Игнатьевская пещера) содержание урана практически на порядок выше, чем в костях из пещер Северного Урала (Махневская Ледяная пещера). Зональные фосфорит-кальцитовые псевдоморфозы формировались в теплом влажном климате, что послужило аргументом для пересмотра геологического возраста отложений в пещерах Махневская Ледяная и Кизеловская (Виашерская) от голоцена до

начала микулинского интергляциала (MIS-5e), в дальнейшем подтвержденного находкой костей и зубов дикобраза (Hystrix sp.).

При создании объектов ООПТ региональные власти должны руководствоваться рабочими документами конвенции о биологическом разнообразии, где указано, что минимальная площадь ООПТ должна составлять 17% от площади региона. При дальнейшем формировании сети ООПТ карстовых ландшафтов Урала необходимо правильно оценивать размеры и проводить границы охранной зоны (на поверхности) не нарушая целостности его подземной составляющей.

Изучение параметров условий современного минералообразования, разнообразия вторичных минералов и палеогеохимические построения позволили выявить наиболее уникальные карстовые ландшафты Урала, которые перспективны для организации новых охраняемых территорий (или для повышения статуса существующих). Проведенная ландшафтно-географическая оценка, выявленные минеральные и геохимические индикаторы природных процессов позволили обосновать среди подземных карстовых ландшафтов на территории Урала 15 объектов природного наследия регионального, российского и мирового уровней.

Список литературы

1. Абрамович Ю.М. Аутигенный флюорит в кунгурских отложениях Пермского Приуралья / Ю.М. Абрамович, Ю.А. Нечаев // Докл. АН СССР. – 1960. – Т. 135, № 2. – С. 414-415.
2. Алексеева Е.В. Дивья пещера: путеводитель / Е.В. Алексеева, В.Я. Алексинский – М.: Профиздат, 1965. – 11 с.
3. Андрейчук В.Н. Районирование карстосферы // Картографирование и районирование карста в связи с освоением территорий: тез. докл. IV Всесоюз. совещ. – Владивосток, 1986. – С. 8-10.
4. Андрейчук В.Н. Некоторые своеобразные отложения в Кунгурской пещере, связанные с ее оледенением // Минералы и отложения пещер и их практическое значение: тез. докл. – Пермь, 1989. – С. 22-23.
5. Андрейчук В.Н. Карстовый ландшафт как геосистема / В.Н. Андрейчук, Л.И. Воропай // Проблемы изучения карстовых ландшафтов: материалы юбилейной конф., посвящ. 80-летию проф. Н.А. Гвоздецкого / Кунгур. лаб.- стационар ГИ УрО РАН [и др.]. – Пермь, 1993. – С. 37-51.
6. Андрейчук В.Н. Пуйвинская пещера и проблема гидротермального карста рутилового плато (Приполярный Урал) / В.Н. Андрейчук, И.А. Лавров // Изучение Уральских пещер: докл. 2-й и 3-й конф. спелеологов Урала / Кунгур. лаб.-стационар ГИ УрО РАН [и др.]. – Пермь, 1992. – С. 31-38.
7. Андрейчук В.Н. Принципы охраны карстовых территорий / В.Н. Андрейчук, П. Стефанов // Спелеологія і карстологія. – 2008. – № 1. – С. 54-59.
8. Андрейчук В.Н. О подходах к изучению карста // Спелеология и карстология. – 2010. – №3. – С. 5-10.
9. Андрейчук В. Кріогенні мінеральні утворення з гіпсових печер Буковини. / В. Андрейчук, Е. Галускін, Б. Рідуш // В: Науковий Вісник Чернівецького університету. Випуск 220, Географія. Збірник наукових праць, 2004. с. 24-41.
10. Андрейчук В. Криогенные минеральные образования Кунгурской ледяной пещеры / Андрейчук В., Галускин Е. // Пещеры. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. С. 118-115.
11. Андрейчук В.Н. Криогенные минеральные образования Кунгурской Ледяной пещеры = Cryogenic mineral formations of Kungur Ice Cave / В.Н. Андрейчук, О.И. Кадебская, И.И. Чайковский; Силезский ун-т, ГИ УрО РАН. – Сосновец; Пермь, 2013. – 128 с.
12. Арманд Д.Л. Наука о ландшафтах // Основы теории и логико-математические методы. – М., 1975. – С. 287.
13. Апродов В.А. Об основных принципах классификации карстовых процессов // Материалы комиссии по изучению геологии и географии карста: информ. сб. – М., 1960. – N 1. – С. 67-70.
14. Астахов В.И. Урал / В.И. Астахов, В.Л. Яхимович // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: Поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза. – М., 1993. – С. 24-27.
15. Бадмаева Т.А. Формирование природного каркаса Пермского края // Антропогенная динамика природной среды. – Пермь, 2006. – Т. 2. – С. 8-13.
16. Баранов С.М. Уникальные пещеры Челябинской области по генезису и вмещающим породам // Изучение уральских пещер: докл. конф. – Пермь, 1992. – С. 19-26.
17. Баранов С.М. Пещеры Челябинской области / С.М. Баранов, Л.Д. Волков // – Челябинск: Абрис, 2012. – 160 с.
18. Батурин Г.Н. Фосфатонакопление в океане / Г.Н. Батурин; отв. ред. Ю.А. Богданов. – М.: Наука, 2004. – 464 с.: ил.
19. Бораты в эвапоритовых толщах Прикамья / И.И. Чайковский, Е.П. Чиркова, О.И. Кадебская, У.В. Назарова, А.Т. Сиразетдинов // Проблемы минералогии,

петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / ПГУ. – Пермь, 2010. – Вып. 13. – С. 91-98.

20. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-европейской платформы. – М.: Недра, 1978. – 154 с.

21. Валуйский С.В. Пещера Российская (Обвальная-2) / Валуйский С.В., Белокрыс И.А. // Пещеры. Методика изучения: межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. – Пермь, 1986. – Вып. 21. – С. 112–113.

22. Воропай Л.И. Особенности карстовых ландшафтов как геосистем: учеб. пособие / Л.И. Воропай, В.Н. Андрейчук – Черновцы: ЧГУ, 1985. – 80 с.

23. Веденин Ю.А. Современное законодательство об охране и использовании наследия / Ю.А. Веденин, М.Е. Кулешова // Наследие и современность: информ. сб. – М., 1997. – Вып. 5. – С. 3-14.

24. Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. – М.: Недра, 1968. – 226 с.

25. Гвоздецкий Н.А. Вопросы типологии и классификации карста СССР // Типы карста в СССР: сб. ст. – М., 1965. – С. 5-11.

26. Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. – М.: Мысль, 1972. – 392 с.

27. Гвоздецкий Н.А. Карстовые ландшафты и их ранг в связи с типами карста // Вопросы общего и регионального карстоведения: сб. ст. – М., 1977. – С. 3-23.

28. Гвоздецкий Н.А. Карстовые ландшафты. – М.: Наука, 1979. – 154 с.

29. Геоморфологическая карта Урала. 1:500000 [Карты] / гл. ред. А.П. Сигов. – 1962.

30. Гергедава Б.А. Подземный ландшафт // Изв. АН СССР. Сер. географич. – 1973. – № 1. – С. 34-42.

31. Глазовская М.А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР: учеб. пособие для студентов геогр. спец. вузов – М.: Высш. шк., 1988. – 328 с.: ил.

32. Головачев И.Б. Новые данные по динамике фауны грызунов Полярного Урала в голоцене (местонахождения Янгана-Пэ-3, Наун-Пэ) // Развитие идей академика С.С. Шварца в современной экологии: сб. тр. конф. молодых ученых-экологов / ИЭРиЖ УрО РАН [и др.]. – Екатеринбург, 1999. – С. 28-37.

33. Годовиков А.А. Минералогия. – 2-е изд., перераб и доп. – М.: Недра, 1983. – 647 с. С. 550-551.

34. Годовиков А.А. Сферолиты, сферокристаллы, сфероидолиты, ядросферолиты / А.А. Годовиков, О.И. Рипинен, В.И. Степанов // Тр. Минералог. музея АН СССР. – 1989. – Вып. 36. – С. 24–36.

35. Головачев И.Б. История фауны грызунов Приуральской Субарктики в голоцене // Биосфера и человечество: сб. материалов конф. молодых ученых памяти Н.В. Тимофеева-Ресовского / ИЭРиЖ УрО РАН. – Екатеринбург, 2000. – С. 52-60.

36. Горбунова К.А. Карст гипса СССР: учеб. пособие по спецкурсу. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1977. – 83 с.: ил.

37. Горбунова К.А. Типы обстановок карстообразования на территории СССР / К.А. Горбунова, Н.Г. Максимович // Инженерная геология. – 1988. – № 4. – С. 93-97.

38. Карст и пещеры Пермской области / К.А. Горбунова, В.П. Костарев, В.Н. Андрейчук, Г.А. Максимович – Пермь: Изд-во ПГУ, 1992. – 200 с.

39. Горбунова К.А. Прикладные вопросы изучения закарстованных ландшафтов Пермского Прикамья / К.А Горбунова., К.Г. Бутырина // Современное состояние теории ландшафтоведения: тез. докл. и сообщ. VII Всесоюз. совещ. по вопросам ландшафтоведения / ПГУ. – Пермь, 1974. – Вып. 2. – С. 49-52.

40. Горбунова К.А. Морфология и гидрогеология гипсового карста: учеб. пособие по спецкурсу / ПГУ. – Пермь, 1979. – 94 с.

41. Горбунова К.А. Геохимически измененные породы и вторичные минеральные образования Кунгурской пещеры / К.А. Горбунова, Н.Е. Молоштанова, Н.Г. Максимович // Кунгурская ледяная пещера / Перм. ун-т. – Пермь, 1995. – Вып. 1. – С. 26-58.

42. Горячкин С.В. Генезис, эволюция и динамика почвенно-геоморфологических систем карстовых ландшафтов Европейского Севера / С.В. Горячкин, Е.В. Шаврина // Почвоведение. – 1997. – № 10. – С. 1173-1185.

43. Григорьев Д.П. Онтогения минералов (индивиды) / Д.П. Григорьев, А.Г. Жабин // М.: Наука. 1975. – 340 с.

44. Гуслицер Б.И. Пещеры Печорского Урала / Б.И. Гуслицер, В. И. Канивец – М.; Л.: Наука, 1965. – 134 с.

45. Дорофеев Е.П. Кальцитовые пленки и кристаллы гипса в Кунгурской пещере // Пещеры. Пермь: Перм. ун-т. 1966. Вып. 6(7). С. 39-48.

46. Дьяконов К.Н. Пространственно-временная сопряженность функционирования геосистем // Геоэкология, глобальные проблемы: материалы к 1Х съезду Географ. о-ва СССР. – Казань, 1990. – С. 8-15.

47. Дублянская Г.Н. Распространение карстующихся пород на территории России / Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н. // Сергеевские чтения: материалы годичной сес. Науч. совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. – М., 2001. – Вып. 3. – С. 162-165.

48. Дублянская Г.Н. Распространение карстующихся пород и типов карста / Г.Н. Дублянская, В.Н. Дублянский // Карстоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: материалы междунар. симп. / ПГУ [и др.]. – Пермь, 2004. – С. 49-53.

49. Дублянский В.Н. Карстоведение. Ч. I. Общее карстоведение: учеб. пособие / В.Н. Дублянский, Г.Н. Дублянская; ПГУ. – Пермь, 2004. – 306 с.: ил.

50. Дублянский В.Н. Классификация, использование и охрана подземных пространств / В.Н. Дублянский, Г.Н. Дублянская, И.А. Лавров; ГИ УрО РАН, ПГУ; [отв. ред. А.И. Кудряшов]. – Екатеринбург: УрО РАН, 2001. – 195 с.: ил.

51. Европейская конвенция по ландшафтам (Серия Европейских договоров, № 176) // Сборник правовых актов Совета Европы о сохранении культурного наследия. – Екатеринбург, 2001. – С. 150-160.

52. Еремин Н.И. Неметаллические полезные ископаемые: учеб. пособие. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Изд-во МГУ, 2007. – 459 с.

53. Ершова С.Б. Типологическое инженерно-геологическое районирование Земли // Теоретические основы инженерной геологии: Геологические основы / под. ред. Е.М. Сергеева. – М., 1985. – С. 312-322.

54. Ершова С.Б. Проблемы типизации и районирования инженерно-геологических условий Земли и территории Советского Союза // Проблемы инженерной геологии. – М., 1991. – С. 131-142.

55. Зарубежное законодательство в области сохранения культурного и природного наследия: информ. сб. / Рос. НИИ культур. и природ. наследия; сост.: Г.Ф. Онуфриенко, Ю.А. Веденин. – М., 1999. – 95 с.

56. Зверев В.П. Роль подземных вод в миграции химических элементов. – М.: Недра; 1982. – 184 с.: ил.

57. Иванов Б.Н. О типологии карстового рельефа равнин на примере Подольско-Буковинской карстовой области // Вопросы карста на юге Европейской части СССР. – Ялта, 1956. – С.131-156.

58. Изучение многолетнего льда в пещере Еранка (Северный Урал) / Степанов Ю.И., О.И. Кадебская, А.А. Тайницкий, А.В. Кичигин // Пещеры: межвуз. сб. науч. тр. / ПГНИУ. – Пермь, 2013. – Вып. 36. – С. 30-36.

59. Исаков Ю.А. Классификация, география и антропогенная трансформация экосистем / Ю.А. Исаков, Н.С. Казанская, Д.В. Панфилов – М.: Наука, 1980. – 226 с.

60. Исаченко А.Г. Ландшафт географический // Большая советская энциклопедия. В 30 т. – 3-е изд. – М., 1973. – Т. 14. – С. 144.

61. Исаченко А.Г. Физико-географическое картирование. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. – Т. 3. – 267 с.

62. Кадебская О.И. Криогенные образования карбонатных пещер Урала // Стратегия и процессы освоения георесурсов: сб. науч. тр. / ГИ УрО РАН. – Пермь, 2012. – вып. 10. – С. 13-15.

63. Кадебская О.И. Специфика крио– и минералообразования пещеры Медео (Северный Урал) / О.И. Кадебская, И.И. Чайковский // Пещеры: сб. науч. тр. /ПГНИУ; ГИ УрО РАН. – Пермь, 2012. – Вып. 35. – С. 41-47.

64. Кадебская О.И. Минералогическая и изотопная типизация карбонатных образований пещер Западного Урала / О.И. Кадебская, И.И. Чайковский // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского / ПГНИУ [и др.]. – Пермь, 2013. – Вып. 16. – С. 303-311.

65. Кадебская О.И. Карстовые явления хребтов Янганапэ и Нявапэ (Полярный Урал) / О.И. Кадебская, П.А. Косинцев // Проблемы региональной экологии. – 2012. – № 6. – С. 146-153.

66. Кадебская О.И. Карстовые экосистемы Урала: география, типология и проблемы их охраны / О.И. Кадебская, А.А. Чибилев // Проблемы региональной экологии. – 2012. – № 1. – С. 132-138.

67. Калинина Т.А. Изотопный состав эвапоритов Пермского Прикамья и продуктов их выветривания // Виртуальные и реальные литологические модели: материалы Всерос. шк. студентов, аспирантов и молодых ученых по литологии / ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2014. – С. 67-69.

68. Калинина Т.А. Структурно-текстурная и минералогическая характеристика пород Кунгурской Ледяной пещеры // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского / ПГНИУ [и др.]. – Пермь, 2013. – Вып. 16. – С. 201-208.

69. Касимов Н.С. Геохимические барьеры в зоне гипергенеза // под ред. член-корр. РАН Н.С. Касимова и проф. А.Е. Воробьева. – М: Изд-во МГУ, Москва, 395 с.

70. Карст Башкортостана / Р.Ф. Абдрахманов [и др.]. – Уфа: РА «Информреклама», 2002. – 384 с.

71. Карстосфера и обстановки развития карста / Ю.А. Ежов, Г.П. Лысенин, В.Н. Андрейчук, Ю.В. Дублянский – Новосибирск, 1992. – 76 с.

72. Кеммерих А.О. Северный Урал: [Путеводитель]. – М.: Физкультура и спорт, 1969. – 112 с. – (По родным просторам).

73. . Климчук А.Б. Основные особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход // Пещеры: межвуз. сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 2001. – С. 28-50.

74. Климчук А.Б. Эволюционный подход к типологии карста // Геологічний журнал / НАН Украины. – 2010. – № 3. – С. 85-97.

75. Климчук А.Б. Эволюционная типология карста // Спелеология и карстология. – 2010. – № 4. – С. 23-32.

76. Климчук А.Б. Эпикарст: гидрогеология, морфогенез, эволюция. – Симферополь: Сонат, 2009. – 112 с.

77. Клягин Н.В. Происхождение цивилизации (социально-философский аспект). – М., 1996. – 256 с.: табл.

78. Книсс В.А. Фауна пещер России и сопредельных стран. История изучения, состав и распределение / Башкир. гос. ун-т. – Уфа, 2001. – 237 с.: табл.

79. Книсс В.А. Спелеофаунистические исследования на Урале: некоторые итоги и перспективы // Научные чтения: IV Всеурал. совещ. по подземным водам Урала и сопредельных территорий, посвящ. 90-летию со дня рожд. проф. Г.А. Максимовича: тез. докл. / Перм. ун-т [и др.]. – Пермь, 1994. – С. 125-126.

80. Колодяжная А.А. Агрессивность природных вод в карстовых районах Европейской части СССР. – М.: Наука, 1970. – 151 с.

81. Коломыц Э. Г. Полиморфизм ландшафтно-зональных систем / ИЭВБ РАН, ИФПБ РАН. – Пущино, 1998. – 311 с.

82. Косинцев П.А. Остатки крупных млекопитающих из местонахождения Виашер на Среднем Урале / П.А. Косинцев, А.А. Воробьев // Плейстоценовые и голоценовые фауны Урала: сб. науч. тр. / ИЭРиЖ УрО РАН. – Челябинск, 2000. – С. 105-122.

83. Косинцев П.А. Находки дикобраза Hystrix vinogradovi и гималайского медведя Ursus thibetanus в позднем плейстоцене Среднего Урала / П.А. Косинцев, Подопригора И.Н. // Териофауна России и сопредельных территорий: материалы Междунар. совещ. (VII съезд Териологического о-ва). – М., 2003. – С. 175.

84. Костарев В.П. Карст Урала и Приуралья: науч. докл. по совокупности опубликованных работ: автореф. дис. … канд. геол.-минер. наук: 04.00.01: защищена 15.10.1990 / В. П. Костарев– Пермь, 1990. – 20 с.

85. Коржуев С.С. Типы мерзлотного карста и некоторые особенности его проявления (на примере Среднего Приленья и Патомского нагорья) / С.С. Коржуев, С.С. Николаев // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1957. – № 6. – С. 33-46.

86. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поиска гипергенных полезных ископаемых: метод. рук. по производству и сост. карт: геоморфол., новейшей тектоники, кор выветривания, континент. покровных отложений, шлиховых ореолов рассеяния, гипергенной металлогении в масштабах 1:200000 и 1: 50000 / авт.-сост. А. П. Сигов. – Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1968. – 249 с.

87. Криоминеральные образования пещер Пинежья / С.С. Потапов, Н.В. Паршина, А.Т. Титов, В.И. Ракин, А.И. Низовский, Е.В. Шаврина, О.И. Кадебская // Минералогия техногенеза-2008. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. – с. 18-44.

88. Кудряшов И.К. Районирование карста Башкирии // Материалы VI Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы. – Уфа, 1961. – С. 145-160.

89. Кузьмина И.Е. Некоторые данные о млекопитающих Среднего Урала в позднем плейстоцене // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. – М., 1975. – № 43. – С. 63-71.

90. Кунгурская Ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / ГИ УрО РАН; под ред. В.Н. Дублянского; [отв. ред. А.И. Кудряшов]. – Екатеринбург, 2005. – 376 с.: ил.

91. Лавров И.А. Ординская пещера // Пещеры: межвуз. сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 1999. – С. 47-52.

92. Лавров И.А. Пещеры Урала и Приуралья / И.А. Лавров, В.Н. Андрейчук // Пещеры. Итоги исследований: межвуз. сб. науч. тр. / ПГУ [и др.]. – Пермь, 1993. – С. 6-29.

93. Лавров И.А. Особенности и закономерности спелеогенеза в Косьвинской синклинали // Пещеры: межвуз. сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 2001. – Вып. 27-28. – С. 75-79.

94. Лавров И.А. Пещеры Тюменского Урала / И.А. Лавров, В.А. Тагильцев, Н.Н. Тагильцева // Изучение Уральских пещер: докл. 2-й и 3-й конф. спелеологов Урала / Кунгур. лаб.-стационар ГИ УрО РАН [и др.]. – Пермь, 1992. – С. 27-30.

95. Лобанов Ю.Е. Крупнейшие пещеры Урала и Приуралья // Пещеры. – Вып. 14-15 – / ПГУ. – Пермь, 1974. – С. 59-63.

96. Лузан П.И. Пещеры массива Янганапэ: взаимодействие физического выветривания и карста / П.И. Лузан, К.В. Ретинский // Вопросы физической спелеологии: междувед. сб. / МФТИ [и др.]. – М., 1994. – С. 161-166.

97. Лукин В.С. Температурные аномалии в пещерах Предуралья и критический анализ теорий подземного холода // Пещеры: [сб. ст.] / Ин-т карстоведения и спелеологии [и др.]. – Пермь, 1965. – Вып. 5 (6). – С. 164-172.

98. Лунев Б.С. О взаимосвязи неотектоники, карстопроявления и литологии алмазоносных отложений Западного Урала / Б.С. Лунев, Г.Н. Сычкин //

Палеогеоморфология и структурная геоморфология Урала и Приуралья. – Уфа, 1979. – С. 82-84.

99. Лушников Е.А. Районирование карста Башкирии // Региональное карстоведение. – М., 1961. – С. 65-69.

100. Мавлюдов Б.Р. Климатические системы пещер // Вопросы физической спелеологии: междувед. сб. / МФТИ [и др.]. – М., 1994. – С. 6-24.

101. Максимович Г.А. Основы карстоведения: в 3 т. / ПГУ. – Пермь, 1963. – Т. 1. – 444 с.

102. Максимович Г.А. Основы карстоведения: в 3 т. / ПГУ. – Пермь, 1969. – Т. 2. – 530 с.

103. Максимович Г.А. Пещеры гипсового карста // Пещеры: сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 1969. – Вып. 7 (8). – С. 5-29.

104. Максимович Г.А. Районирование карста Урала и Приуралья // Доклады четвертого Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию / ПГУ. – Пермь, 1958. – Т. 1. – С. 1-3.

105. Максимович Г.А. Фосфориты пещер // Пещеры: сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 1961. – Вып. 1. – С. 53-62.

106. Максимович Г.А. Научное и практическое значение пещер // Пещеры: сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 1972. – Вып. 12/13. – С. 118-129.

107. Максимович Г.А. Спелеографический очерк Молотовской области // Спелеологический бюллетень Естественно-Научного Института при Молот. гос. ун-те. – 1947. – № 1. – С. 5-42.

108. Максимович Г.А. Карстосфера и типы карста // Карст и гидрогеология Предуралья. – Свердловск, 1979. – С. 16-21. – (Тр. ин-та геологии и геохимии. Вып. 140).

109. Максимович Г.А. Типы карста Урала / Г.А. Максимович, К.А. Горбунова // Типы карста в СССР: [сб. ст.]. – М., 1965. – С. 33-41. – (Тр. Моск. о-ва испытателей природы. Т 15).

110. Максимович Г.А. Еще о пещерных фосфоритах // Пещеры: сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 1970. – Вып. 8/9. – С. 5-14.

111. Максимович Г.А. Карстовые районы Урала и Приуралья / Максимович Г.А., Костарев В.П. // Вопросы физической географии Урала. – Пермь, 1973. – Вып. 1. – С. 166-177. – (Тр. Перм. гос. ун-та, № 308).

112. Максимович Н.Г. Ординская пещера. Длиннейшая подводная пещера России / Н.Г. Максимович, Е.Г. Максимович, И.А. Лавров. – Пермь: Кн. мир, 2006. – 64 с.

113. Максимович Н.Г. Новообразования мирабилита-тенардита в Кунгурской ледяной пещере / Н.Г. Максимович, Н.Е. Молоштанова, У.В. Назарова // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: Материалы науч. конф. / Перм. ун-т.– Пермь, 1999. – С.47-48

114. Макунина А.А. Ландшафты Урала. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. – 158 с.

115. Макунина А.А. Ландшафтная карта Урала // Ландшафтное картографирование и физико-географическое районирование горных областей: [сб. ст.] / под ред. Н.А. Гвоздецкого. – М., 1972. – С. 119-154.

116. Макунина А. А. Особенности структуры и экологии ландшафтов Урала // Вестник Московского университета. Сер. География. – 1997. – №1. – С. 14.

117. Мартин В.И. Особенности распространения современного и древнего карста на территории Башкирии и его районирование / В.И. Мартин, Б.И. Лерман // Карст Южного Урала и Приуралья: межвуз. и межвед. науч. сб. / Башк. гос. ун-т. – Уфа, 1978. – С. 59-67.

118. Малеев М.Н. Свойства и генезис природных нитевидных кристаллов и их агрегатов. – М., Наука, 1971. – 199 с.

119. Мартин В.И. Классификация карста Башкирии // Карст Башкирии: тез. докл. к совещ. по вопросам науч. и практ. значения карста Башкирии. – Уфа, 1971. – 383 с.

120. Мартин В.И. Пещеры Башкирии / В.И. Мартин, А.И. Смирнов, Ю.В. Соколов // Пещеры: Итоги исследований: межвуз. сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 1993. – С. 30-59.

121. Маруашвили Л.И. Карстосфера, ее размеры и отношение к другим геосферам // Сообщения АН Грузинской ССР. – 1970. – Т. 57, № 2. – С. 357-360.

122. Мильков Ф.Н. Карстово-меловые ландшафты южных районов Черноземного центра // Научные записки Воронежского отдела Географического общества СССР. – Воронеж, 1965. – С. 3-12.

123. Мильков Ф.Н. Ландшафтная география и вопросы практики. – М.: Мысль, 1966. – 256 с.

124. Михайлов Г.К. Подземная кладовая пресных вод Сылвенского кряжа / Г.К. Михайлов, А.А. Оборин; ИЭГМ УрО РАН, ПГУ. – Пермь, 2006. – 154 с.

125. Михно В.Б. Проблемы системного исследования карстово-меловых ландшафтов Русской равнины // Прикладные аспекты изучения современных ландшафтов: [сб. ст.] / Воронеж. ГУ. – Воронеж, 1982. – С. 33–46.

126. Михно В.Б. Категории и структура карстовых ландшафтных комплексов Среднерусской возвышенности // Вопросы структуры и динамики ландшафтных комплексов: сб. ст. / Воронеж. ГУ. – Воронеж, 1977. – С. 66-75.

127. Михно В.Б. Меловые ландшафты Восточно-Европейской равнины – Воронеж: Петровский сквер, 1993. – 232 с.

128. Молоштанова Н.Е. Минеральный состав отложений Кунгурской ледяной пещеры / Н.Е. Молоштанова, Н.Г. Максимович, У.В. Назарова // Пещеры. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2001. С. 108-115

129. Назаров Н.Н. Карст Прикамья: Физ.-геогр. (геоморфол.) аспекты. – Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1996. – 93 с.

130. Нефедов Б.К. Промышленные и перспективные схемы производства цеолитов / Б.К. Нефедов, Л.Д. Коновальчиков // Промышленные и перспективные катализаторы нефтепереработки и нефтехимии, цеолиты и адсорбенты: сб. науч. тр. ВНИИ НП. – М., 1992. – Вып. 66. – С. 4-16.

131. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене / Н.А. Хотинский, З.В. Алешинская, М.А. Гуман, В.А. Климанов, А.Е. Черкинский // Изв. АН СССР. Сер. географич. – 1991. – № 3. – С. 30-42.

132. Объекты геологического и геоморфологического наследия Урала и Приуралья в системе особо охраняемых природных территорий / А.А. Чибилев, В.П. Петрищев, В.М. Павлейчик, О.И. Кадебская, Теленков О.С. // Изв. Самарского науч. центра РАН. – 2013. – Т. 15, № 3(2). – С. 881-884.

133. Особо охраняемые природные территории России: современное состояние и перспективы развития. / сост.: В.Г. Кревер, М.С. Стишов, И.А. Онуфреня – М.: Орбис Пиктус, 2009. – 455 с.

134. Особо охраняемые природные территории Пермской области: Реестр / ПГУ; отв. ред. С.А. Овеснов. – Пермь: Кн. мир, 2002. – 464 с.: ил.

135. Открытие петроглифов в верховьях р. Эмба в Мугоджарских горах / А.П. Деревянко, В.Т. Петрин, С.А. Гладышев, Ж.К. Таймагамбетов, В.В. Ламин, Г. Искаков, Ж. Абсадык // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий: материалы годовой итог. сес. Ин-та археологии и этнографии СО РАН. – Новосибирск, 2001. – Т. 7. – С. 100–103.

136. Павлейчик В.М. Карстовые ландшафты Южного Предуралья / Ин-т степи УрО РАН. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – 299 с.

137. Панарина Г.Н. Пещеры сульфатного и карбонатного карста Пермской области: дис. … канд. геол.-минер. наук: в 2 т.: защищена 24.12.1973 / Г. Н. Панарина– Пермь, 1973. – Т. 1. – 234 с.; Т. 2. – 180 с.

138. Перельман А.И. Геохимия: [учеб. для геол. спец. вузов]. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Высш. шк., 1989. – 528 с.

139. Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. – Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. – 170 с.

140. Пещеры Урала. / Ю.Е. Лобанов [и др.]. – М.: Физкультура и спорт, 1971. – 144 с.

141. Пещеры Поволжья, Урала и Приуралья: Статистич. справ. – Набережные Челны: НГПИ, 2010 – 71 с.

142. Плюснин К.П. Карстовые явления в южной части Ординского района Молотовской области // Тезисы докладов Молотовской карстовой конференции. – Молотов, 1947. – С. 89-90.

143. Пономарев Д.В. Крупные млекопитающие Европейского северо-востока в позднем плейстоцене и голоцене. – Сыктывкар: Изд-во Коми науч. центра УрО РАН, 2001. – 44 с.: ил.

144. Почвы и ландшафты Кзыладырского карстового поля на Южном Урале / А.И. Климентьев [и др.] // Почвоведение. – 2007. – № 1. – С. 12-22.

145. Об утверждении ведомственной целевой программы «Развитие минерально-сырьевой базы Ямало-Ненецкого автономного округа (2006 – 2008 гг.)»: Постановление администрации ЯНАО от 28.12.2005 г. № 373-А.

146. Онтогения и геохимия флюорита из проявлений западного склона Северного, Среднего и Южного Урала / И.И. Чайковский, М.Т. Крупенин, Т.Я. Гуляева, В.Г. Петрищева // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / ПГУ. – Пермь, 2005. – Вып. 7-8. – С. 81-108.

147. Положение об особо ценных объектах культурного наследия народов Российской Федерации: Утв. Указом Президента РФ от 30.11.97 г. № 1487 // Собр. актов Президента и Правительства РФ. – 1997. – № 23. – С. 2096-2097.

148. Потапов С.С. Говлит (HOWLITE) $Ca_2B_5SiO_9(OH)_5$ из Ординской подводной пещеры в Пермском крае – первая находка на Урале / С.С. Потапов, Н.В. Паршина // – Пермь, 2010. – Вып. 13. – С. 3-23.

149. Природное наследие Урала: Разработка концепции регионального атласа / под науч. ред. А.А. Чибилева, В.Н. Большакова. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2012. – 478 с.

150. Пузанов Л.С. О температурах образования «ратовкита» из бассейна реки Сылвы (Пермское Приуралье) //Докл. АН СССР. – 1972. – Т. 207, № 5. – С. 1304-1307.

151. Путеводитель геологических экскурсий по Мугалжарам, Восточному Прикаспию и Актюбинскому Приуралью / В.Ф. Коробков, Б.К. Баймагамбетов, П.К. Сапожников, К.Т. Улукпанов; ТОО Актюбинский науч.-исслед. геологоразв. нефт. ин-т. – Актобе, 2012. – 358 с.

152. Результаты исследований зоогенных отложений пещеры Махневская Ледяная (Пермский край) / Т.В. Фадеева, П.А. Косинцев, О.И. Кадебская, Е.Г. Максимова // Пещеры: сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 2011. – Вып. 34. – С. 71-99.

153. Сагитова Л.У. Особенности карстового ландшафта долины р. Аургазы и прилегающей к ней территории // Материалы VI Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы. Физико-географическое районирование. – Уфа, 1961. – С. 85-88.

154. Самсонов В.Б. Присвоение пещере Подарок статуса Государственного памятника природы // Материалы XXIV преподавательской и XLII студенческой научно-практической конференции / ОГПУ. – Оренбург, 2002. – С. 102-103.

155. Сивинцев М.Ю. Дивья пещера – 9720 м / Сивинцев М.Ю., Чухланцев В.А // Пещеры: Типы и методы исследований: межвуз. сб. науч. тр. / ПГУ. – Пермь, 1984. – Вып. 19. – С. 117–118.

156. Современные карбонатные минерализации на испарительных и седиментационно-диагенетических изотопно-геохимических барьерах / В.И. Силаев, И.И. Чайковский, Т.П. Митюшева, А.Ф. Хазов; Ин–т геологии КНЦ УрО РАН. − Сыктывкар: Геопринт, 2008. − 68 с.

157. Скрипальщикова А.М. Карстовые ландшафты Оренбургской области и их природоохранная роль // Комплексное использование и охрана подземных пространств: сб. докл. Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летнему юбилею науч. и туристско-экскурсионной деятельности в Кунгурской Ледяной пещере и 100-летию со дня рожд. В.С. Лукина / ГИ УрО РАН; под общ. ред. О. Кадебской, В. Андрейчука. – Пермь, 2014. – С. 269-272.

158. Скрипальщикова А.М. Туристический потенциал карстовых и псевдокарстовых ландшафтов Центрального Оренбуржья // Степи Северной Евразии: материалы VII междунар. симп. / ИС УрО РАН; под науч. ред. А.А. Чибилева. – Оренбург, 2015. – С. 786-789.

159. Смирнов А.И. Спелеологические памятники природы Южного Урала и Предуралья – проблемы охраны на современном этапе // Пещеры: сб. науч. тр. / Перм. ун-т. – Пермь, 2014. – Вып. 37. – С. 102-110.

160. Смирнов В.А. Горячий карст: вулканогенные полости в карбонатных породах Урала: монография / В.А. Смирнов; Перм. гос. нац. иссл. ун-т. – Пермь, 2013. – 355 с.: 923 ил.

161. Смирнов Н.Г., Андреичева Л.Н., Корона О.М., Зиновьев Е.В. и др. Материалы к характеристике биоты Приуральской Субарктики в голоценовом оптимуме // Биота Приуральской Субарктики в позднем плейстоцене и голоцене. – Екатеринбург: изд-во «Екатеринбург», 1999. –С. 23-60.

162. Соболев Н.А. Особенности выявления территорий особого природоохранного значения в Восточной Европе (на примере Европейской России) // Географические основы формирования экологических сетей в России и Восточной Европе: материалы электрон. конф. (1-28 февраля 2011 г.). – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2011. – Ч. 1. – С. 239-244.

163. Соколов Н.И. Типологическая классификация карста // Материалы Комиссии по изучению геологии и географии карста. – М., I960. – № 1. – С. 3-21.

164. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 322 с.

165. Солнцев В.Н. Системная организация ландшафтов: (Пробл. методологии и теории). – М: Мысль, 1981. – 239 с.

166. Сомов М.М. О флюоритовой минерализации пермских отложений Приуралья // Коры выветривания в геологической истории территории СССР: сб. науч. ст. – Л., 1984. – С. 60-64. – (Труды ВСЕГЕИ. Новая сер.; Т. 326).

167. Соцкова Л.М. Микроклимат карстовых полостей / Л.М. Соцкова, В.Н. Дублянский // Землеведение. – 1982. – Т. 14. – С. 79-81.

168. Спелеоминералогия (на примере Кунгурской Ледяной Пещеры) / С.С. Потапов, Н.В. Паршина, Д.С. Потапов, О.И. Кадебская, П.Н. Сивинских // Теория, история, философия и практика минералогии: материалы IV международ. минералогического семин. Сыктывкар, 2006. С 71-74.

169. Степанов В.И. Периодичность процессов кристаллизации в карстовых пещерах // Новые данные о минералах: [сб.ст.]. – М., 1971. – С. 14-17. – (Тр. минерал. музея им. А.Б. Ферсмана. Вып. 20).

170. Столетие Постоянной Природоохранительной Комиссии ИРГО. Юбилейная книга-альманах / авт-сост.: А.А. Чибилев, А.А. Тишков. – М.: Русское географич. о-во, 2012. – 94 с.

171. Ступишин А.В. Вопросы терминологии и классификации в карстоведении // Ученые зап. Казанского ун-та. –1953. – Т. 113, кн. 2. – С. 25-33.

172. Сычкин Г.Н. О корах выветривания на карбонатных породах западного склона Урала в континентальный этап его развития // Проблемы изучения и использования неморских карбонатных отложений для химической мелиорации почв: тез. докл. перм. совещ. / Кунгур. стац. УНЦ АН СССР [и др.]. – Пермь, 1982. – С. 49-50.

173. Торсуев Н.П. Географические аспекты изучения равнинного карста / Н.П. Торсуев, С.А. Левин – Казань: изд-во Казан. ун-та, 1980. – 208 с..

174. Урал и Приуралье / отв. ред. И.В. Комар, А.Г. Чикишев. – М.: Наука, 1968. – 461 с.: ил., 1л. карт.

175. Фауна России и сопредельных стран. Млекопитающие = Fauna of Russia and neighbouring countries. Mammals. Т. 1, вып. 5. Семейство медвежьи (Carnivora, Ursidae) / Г.Ф. Барышников; [гл. ред. А. Ф. Алимов]. – СПб.: Наука, 2007. – 542 с.: ил. – (Новая серия; № 147).

176. Физико-химические характеристики ископаемых костных остатков млекопитающих и проблема оценки их относительного возраста. В 2 ч. Ч. 1. Термический и масс-спектрометрический элементный анализ / ИЭРиЖ УрО РАН, ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург: Гошицкий, 2009. –119 с.

177. Функционирование субарктической гидротермальной системы в зимний период: науч. изд. / Ин-т эколог. проблем Севера УрО РАН, РФФИ. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – 250 с.: ил.

178. Холодов В.Н. Геохимия осадочного процесса / В.Н. Холодов; [отв. ред. Ю.Г. Леонов]. – М: ГЕОС, 2006, –608 с.

179. Хромых В.Г. Девонские рифы восточного склона Полярного Урала / В.Г. Хромых, С.Ю. Беляев // Литосфера. – 2010. – № 2. – С. 25-34.

180. Цыкин Р.А. Отложения и полезные ископаемые карста. – Новосибирск: Наука, 1985. – 165 с.

181. Цыкин Р.А. Типизация карстового рельефа // Геоморфология. – 1979. – № 2. – С. 22-27.

182. Цурихин Е. Пещеры р. Лозьва и ее притоков – р. Сев. Тошемка и р. Вижай // Журнал АСУ. – 2012. – № 3 (13). – С. 21-23.

183. Цурихин Е.А., Васильев С.Н. Исследование пещер Сосьвинского подрайона Северо-Уральского спелеологического района // Журнал АСУ. –2013. –№ 14. –С. 16-20.

184. Чайковский И.И. Новообразованные галоиды Верхнекамского месторождения / И.И. Чайковский, Н.А. Прямилов, А.С. Николаев // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. / ПГУ. – Пермь, 2006. – Вып.9. – С. 131-143.

185. Чайковский И.И. Морфология, состав, возраст и природа карбонатных сферолитов из пещер Западного Урала / И.И. Чайковский, О.И. Кадебская, К. Жак // Геохимия. – 2014. – № 4. – С. 373-384.

186. Чайковский И.И. Минеральные образования пещеры Еранка на Северном Урале / И.И. Чайковский, О.И. Кадебская // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского / ПГНИУ [и др.]. – Пермь, 2014. – Вып. 17. – С. 92-107.

187. Чайковский И.И. Новообразованные галоиды Верхнекамского месторождения / И.И. Чайковский, Н.А. Прямилов, А.С. Николаев //Проблемы минералогии, петрографии и металлогении: сб. науч. статей /Перм. ун-т. – Пермь, 2006. Вып.9. –с. 131-143.

188. Чибилёв А.А. Зеленая книга степного края. – 2-е изд., перераб. и доп. – Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1987. – 208 с.

189. Чибилев А.А. Урал: природное разнообразие и евро-азиатская граница / Ин-т степи УрО РАН. – Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – 169 с.

190. Чичагов В.П. Аридная геоморфология. Платформенные антропогенные равнины. – М.: Научный мир, 2010. – 520 с.: ил.

191. Чикишев А.Г. Ландшафтно-индикационные исследования карста // Ландшафтно-индикационные исследования. – М., 1970. – С. 58-75.
192. Чикишев А.Г. Проблемы системного исследования карстовых комплексов // Вопросы общего и регионального карстоведения / под ред. А.Г. Чикишева. – М., 1977. – С. 25-35.
193. Чикишев А.Г. Подземные карстовые ландшафты как особые природные комплексы // Проблемы изучения, экологии и охраны пещер: тез. докл. V Всесоюз. совещ. по спелеологии и карстоведению. – Киев, 1987. – С. 3-8.
194. Чикишев А.Г. Географические условия развития карста / Моск. о-во испытателей природы. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. – 114 с.: ил.
195. Чикишев А.Г. Новые данные о Дивьей пещере // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геологич. – 1965. – Т 40, вып. 3. – С. 155.
196. Чикишев А.Г. Крупнейшая карстовая пещера Урала: Дивья пещера // Тр. Моск. об-ва испытателей природы. отд. геол. –1966. –Т. 18. –С. 229–236.
197. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. – М.: Изд-во АН СССР, 1955. – 672 с.: ил.
198. Шакиров А.В. Физико-географическое районирование Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. – 617 с.
199. Шатров В.П. Среднедевонские рифовые комплексы восточного склона севера Урала и их палеогеографическое значение // Ежегодник-2012: тр. ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2013. – Вып. 160. – С. 71-75.
200. Шатров В.П. Первое фосфатопроявление формации коры выветривания на восточном склоне Приполярного Урала и перспективы его освоения // Литосфера. – 2012. – № 1. – С. 166-171.
201. Шестов И.Н. Ларевские источники и озера // Геологические памятники Пермского края: энцикл. / ГИ УрО РАН. – Пермь, 2009. – С. 474-476.
202. Шимановский Л.А. Водопад Плакун (Суксунский район Перм. обл.) //Природа. –1958. –№ 11. –С. 112-113.
203. Яркеева Н.Р. Оценка равновесной насыщенности попутно-добываемых вод сульфатом кальция в зависимости от их суммарной минерализации // Разработка и эксплуатация нефтяных месторождений: сб. науч. тр. / Уфим. Гос. нефтяной техн. ун-т. – Уфа, 1999. – С. 168-174.
204. Якуценин В.П. Газогидраты – нетрадиционное газовое сырье, их образование, свойства, распространение и геологические ресурсы // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2013. – Т.8, № 4. – Режим доступа: http://www.ngtp.ru/rub/9/50_2013.pdf.
205. Якуч Л. Карст – продукт биологических процессов // Европейска регионална конференция по спелеологии. – София, 1983. – Т. 2. – С. 52-58.
206. Baryshnikov G.F. Pleistocene small porcupine from the Ural Mountains, Russia with note on taxonomy of *Hystrix vinogradovi* (Rodentia, Hystricidae) // Russian Journal of Theriology. – 2003. – Vol. 2, № 1. – P. 43-47.
207. Baryshnikov G. The Pleistocene black bear (Ursus thibetanus) from the Urals (Russia) // Lynx. Nová série. – 2001. – № 32. – P. 33-43.
208. Bella P. Geoekologický výskum jaskynných geosysetmov – priklady priestorovej a chorologickej struktúry geosysétmov wybranych jaskýň na Slovensku // Slovenský kras. – 2000. – № 38. – S. 67-92.
209. Bella P. Jaskyne ako prirodné geosystétmy: geoekologický výskum a enviromentálna ochrana. – Liptovský Mikuláš, 2008. – 166 s.
210. Bogli A. Karsthydrographie und physische Spelaologie. – New York: Heidelberg, 1978. – 287 p.

211. Coarsely crystalline cryogenic cave carbonate – a new archive to estimate the Last Glacial minimum permaforst depth in Central Europe / K. Zak, D.K. Richter, M. Filippi, R. Zivor, M. Deininger, A. Mangini, D. Scholz // Climate of the Past. – 2012. – № 8. – P. 1-17.

212. Cottonballs, a unique subaqeous moonmilk, and abundant subaerial moonmilk in Cataract Cave, Tongass National Forest, Alaska / M.D. Curry, P.J. Boston, M.N. Spilde, J.F. Baichtal, A.R. Campbell // International Journal of Speleology. – 2009. – V. 38, № 2. – P. 111-128.

213. Cryogenic cave calcite from several Central European caves: age, carbon and oxygen isotopes and a genetic model / K. Žák, J. Urban, V. Cílek, H. Hercman // Chemical Geology. – 2004. – V. 206. – P. 119-136.

214. Cryogenic cave carbonates from the Cold Wind Cave, Nízke Tatry Mountains, Slovakia: Extending the age range of cryogenic cave carbonate formation to the Saalian / K. Žák, H. Hercman, M. Orvošová, I Jačková. // International Journal of Speleology. – 2009. – V. 38, № 2. – P. 139-152.

215. Cryogenic cave carbonates as an archive of Late Pleistocene permafrost in the Ural Mountains: preliminary results / Y. Dublyansky, O. Kadebskaya, H. Cheng, M. Luetscher, C. Spötl // Geophysical Research Abstracts. – 2015. – V. 17. – P. 4095.

216. Cryogenic and non-cryogenic pool calcites indicating permafrost and non-permafrost periods: a case study from the Herbstlabyrinth-Advent Cave system (Germany) / D.K. Richter, P. Meissner, A. Immenhauser, U. Schulte, I. Dorsten // The Cryosphere. – 2010. – № 4. – P. 501–509.

217. Encyclopedia of Caves / editors: W.B. White, D.C. Culver. – Elsevier Academic Press, 2005. – 654 p.

218. Encyclopedia of caves and karst science / editor John Gunn. – New York, London: Fitzroy Dearborn, 2004. – XVIII, 902 p.: il.

219. First results on stable isotopes in fluid inclusions in cryogenic carbonates from Ural Mountains (Russia) / Y. Dublyansky, M. Luetscher, C. Spötl, P. Töchterle, O. Kadebskaya // Geophysical Research Abstracts. – 2015. – V. 17. – P. 4061.

220. Ford D.C. Karst hydrogeology and geomorphology / D.C. Ford, P.W. Williams – Chichester: John Wiley and Sons, 2007. – 565 p.

221. Ford D. Genetic classification of solutional cave systems // Proceedings 7th International Speleological Congress. – Sheffield, 1977. – P. 189-192.

222. Hill C.A. Cave Minerals of the World / C.A. Hill, P. Forti / National Speleological Society. – Huntsville, 1997. – 463 p.

223. Klimchouk A. Gypsum carst of the World: a brief overview / A. Klimchouk, P. Forti, A. Cooper // International Journal of Speleology. – 1996. – V. 25, № 3-4. – P. 159-181.

224. Klimchouk A.B. Speleogenesis under deep-seated and confined settings. // Speleogenesis: Evolution of karst aquifers / ed.: A.B. Klimchouk, D.C. Ford, A.N. Palmer, W. Dreybrodt – Huntsville: National Speleological Society. 2000. – C. 244-260.

225. Klimchouk A.B. Conceptualisation of speleogenesis in multi-story artesian systems: a model of transverse speleogenesis // International Journal of Speleology. – 2005. – V. 34, № 1-2. – P. 45-64.

226. Klimchouk A.B. Subsidence hazards in different types of karst: Evolutionary and speleogenetic approach // Environmental Geology. – 2005. – V. 48, № 3. – C. 287-295.

227. Klimchouk A.B. Hypogene speleogenesis: Hydrogeological and morphogenetic perspective. – Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, 2007. – 1 – 106 c.

228. Klimchouk A. Morphogenesis of hypogenic caves // Geomorphology. – 2009. – V. 106, №1-2. – C. 100-117.

229. Krasnoshtein A. Kungur Ice Cave and ice mountain as a nominated object to inclusion in UNESCO'S World Heritage List / A. Krasnoshtein, O. Kadebskaya // III International Workshop on ice caves. IWIC-III: Proceedings. – Kungur, 2008. – P. 100-104.

230. Lachniet M.S. Climatic and environmental controls on speleothem oxygen-isotope values // Quaternary Science Reviews. – 2009. – V. 28. – P. 412-432.

231. Lacelle D. Seasonal isotopic imprint in moonmilk from Caverne de l'Ours (Quebec, Canada): implications for climatic reconstruction / D. Lacelle, B. Lauriol, I.D. Clark // Canadian Journal of Earth Sciences. – 2004. – Vol. 41. – P. 1411-1423.

232. Lehmann M. Equilibriunl oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water / M. Lehmann, U. Siegenthaler // Journal of Glaciology. – 1991. –V. 37. № 125. –P. 23-26.

233. Limestone karsts of Southeast Asia: imperiled arks of biodiversity / R. Clements, N.S. Sodhi, M. Schilthuizen, P.K.L. Ng // BioScience. – 2006. – V. 56, № 9. – P. 733-742.

234. Lisiecki L.E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records / Lisiecki L.E., Raymo M.E. // Paleooceanography. – 2005. – V. 20 (1). – P. 1–17.

235. Maltsev V.A. Sulfate filamentary crystals and their aggregates // Proc. Univ. Bristol Spelaeol. Soc. – 1996, 20(3). – P. 171-185.

236. Molodkov A. Climato-chronostratigraphic framework of Pleistocene terrestrial and marine deposits of Northern Eurasia, based on pollen, electron spin resonance, and infrared optically stimulated luminescence analyses / A. Molodkov; N. Bolikhovskaya // Estonian Journal of Earth Sciences. – 2010. – 59(1). – P. 49-62.

237. Nadachowski A., Lipecki G., Stefaniak K., Wojtal P. Radiocarbon dates on cave bear (Ursus spelaeus) and brown bear (Ursus arctos) from Late Pleistocene of Poland // Geophysical Research Abstracts. Vol. 12. EGU2010-5815, 2010. EGU General Assembly.

238. North Greenland Ice Core Project Members: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // Nature. – 2004. – V. 431. – P. 147-151.

239. O'Neil J.R. Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water // J. Phys. Chem., –1968. –72 (10), –P. 3683–3684

240. Operational Guidelines for the Implementation of the World Heritage Convention. — UNESCO, WHC-99/2, 1999 (February). — 38 p.

241. Origin of «calcite groats» in the Chelosiowa Cave near Kielce (Holy Cross Mts.) inferred from petrographic and isotopic investigations / T. Durakiewicz, S. Halas, M. Migaszewski, J. Urban // Geological Quarterly. – 1995. – V. 39, № 1. – P. 75-94.

242. Palmer A.N. Cave geology. – Dayton: Cave Books, 2007. – 454 p.

243. Panos V. Genetic features of a specific type of the karst in the centrale european climate morphogenetic area // Probl. Speleol. Res. Intern. Speleol. Confer. – Praha, 1965. – P. 11-23.

244. Pielsticker K.-H. Höhlen und Permafrost – Thermophysikalische Prozesse von Höhlenvereisungen während des Quartärs // Bochumer Geol. Geotech. Arbeit. – 2000. – V. 55. – P. 187–196.

245. Preliminary data on the Pleistocene history of permafrost in central Urals (Russia) derived from cryogenic cave carbonates / Y. Dublyansky, O. Kadebskaya, M. Luetscher, H. Cheng, I. Chaykovskiy, Ch. Spötl // The quaternary of the Urals: global trends and Pan-European Quaternary records: International conf. / INQUA []. – Ekaterinburg, 2014. – P. 43-44.

246. Stable carbon and oxygen isotope signatures of pedogenic needle fibre calcite / Milliere L. et al. // Geoderma. – 2011. – № 161. – P. 74-87

247. The biogenic origin of needle fibre calcite / G. Cailleau, E.P. Verrecchia, O. Braissant, L. Emmanuel // Sedimentology. – 2009. – V. 56, № 6. – P. 1858-1875.

248. The half-lives of uranium-234 and thorium-230 / H. Cheng, R.L. Edwards, J. Hoff, C.D. Gallup, D.A. Richards, Y. Asmerom // Chemical Geology. – 2000. – V 169, № 1-2. – P. 17-33.

249. Verrecchia E.P. Needle-fiber calcite: a critical review and a proposed classification / E.P. Verrecchia, K.E. Verrecchia // Journal of Sedimentary Research. – 1994. – A64. – P. 650-664.

250. Wallace W.E. Heats of Solution and Dilution of Calcium Sulfate Dihydrate in Aqueous, Sodium Chloride Solutions. // J. Phys. Chem., –1946. –V. 50 (2), –P. 152-168.

251. Weston R.E. Hydrogen isotope fractionation between ice and water // Geochim. Cosmochim. Acta. –1955. –Vol. 8. –P. 281-284.

252. Williams P. World Heritage Caves and Karst: A thematic Study. – Gland, Switzerland. – 2008. – 52 p.

253. Žák K. Cryogenic carbonates in cave environments: A review / K. Žák, B.P. Onac, A. Perşoiu // Quaternary International. – 2008. – V. 187, № 1. – P. 84-96.

Неопубликованные (фондовые) материалы

254. Бачурина Н.Н. Результаты структурно-поискового бурения на Ординской площади в Кунгурском, Ординском и Уинском районах Пермской области в 1966-1969 гг. / Н.Н. Бачурина, А.М. Насыров; Трест «Пермвостокнефтеразведка». – Кунгур, 1969. – Т. 1. – 186 с. Инв. № 10097.

255. Даровских Н.А. Отчет по общим поискам на фторсодержащие известняки для флюса в Ординском и Кунгурском районах Пермской области, выполненным в 1981-86 гг. / Геолого-геофизическая партия. – Пермь, 1986. – Инв. № 04986.

256. Ильиных Ю.А. Детальные аэрокосмогеологические исследования в средней части Бымско-Кунгурской впадины в 1996-1997 гг. / ОАО «Геологопоисковая контора». – Пермь, 1998. – 145 с. Инв. № 05524.

257. Михайлов Г.К. Формирование подземного стока в зависимости от структурно-тектонических условий Уфимского плато (междуречье Сылвы и Ирени): отчет о НИР / Г.К. Михайлов, В.А. Булдаков; ПГУ. – Пермь, 1969. – Инв. № 7748.

258. Соловьева Н.С. Отчет о поисковых работах на флюорит (ратовкит) в Ординском районе Пермской области в 1964-1965 гг. / Н.С. Соловьева, И.И. Споров; Урал. съемочно-компл. экспед. – Пермь, 1966. – Инв. № 03297.

259. Широков В.Н. Археологические исследования в Игнатиевской пещере в 2014 г. – Екатеринбург, 2014. – 54 с.