



В.Н. Андрейчук, О.И. Кадебская, И.И. Чайковский

Микроклиматическая обусловленность пещерного субаэрального минералообразования (на примере Кунгурской Ледяной пещеры)

Андрейчук В.Н., Кадебская О.И., Чайковский И.И. Микроклиматическая обусловленность пещерного субаэрального минералообразования (на примере Кунгурской Ледяной пещеры) // Спелеология и Карстология, - №10. – Симферополь. – 2013. - С. 16-42.

Статья посвящена описанию закономерностей распространения по пещере криогенных минеральных образований, их связи с зональностью пещерного климата. Вопросы пещерной криоминералогии раскрываются на фоне морфолого-генетических и микроклиматических особенностей специфической холодной среды Кунгурской пещеры.

Ключевые слова: минералогия пещер; микроклимат; криоминеральные образования; Кунгурская Ледяная пещера.

Андрейчук В.Н., Кадебська О.І., Чайковський І.І. Мікрокліматична обумовленість пещерного субаерального мінералоутворення (на прикладі Кунгурської Льодової печери) // Спелеологія і Карстологія, - №10. – Сімферополь. – 2013. - С. 16-42.

Стаття присвячена описові закономірностей розповсюдження по печері криогенних мінеральних утворень, їх зв'язку з зональністю пещерного клімату. Питання пещерної криоминералогії розкриваються на фоні морфолого-генетичних та мікрокліматичних особливостей специфічного холодного середовища Кунгурської печери.

Ключові слова: мінералогія печер; мікроклімат; криоминеральні утворення; Кунгурська Льодова печера.

Andreychouk V.N., Kadebskaya O.I., haykovskiy I.I. Microclimatic conditionality of subaerial mineral formation in the cave environment (Kungur Ice Cave case study) // Speleology and Karstology, - №10. – Simferopol. – 2013. - P. 16-42.

The article describes the regularities of occurrence of cryogenic mineral formations in the Kungur Ice Cave and their relations with cave climatic zones. The cave cryomineralogical problems are discussed in the context of morphological, genetic and specific (cold) microclimatic features of the cave environment.

Key words: cave moneralogy; cave microclimat; kryomineral formations; Kungur Ice Cave.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросам минералообразования в пещерах посвящена обширная литература. Издано несколько обобщающих монографий, вопросы минералогии пещер неотъемлемо присутствуют в тематике спелеологических конгрессов последних лет (секции), под эгидой МСС функционировало – в то или иное время – несколько рабочих групп. Пещерная минералогия, можно уверенно сказать, находится на подъеме.

Ежегодно происходят открытия специфических минеральных фаз, формирующихся в своеобразной пещерной обстановке минералообразования, которая является весьма неоднородной. В настоящее время не представляется возможным построение наглядных

обобщающих схем пещерного минералообразования, подобных той, что была опубликована в известной книге Керол Хилл и Паоло Форти, посвященной пещерным минералам (Hill, Forti, 1997). Одно дело – подземная среда тропических пещер с исключительно благоприятными условиями для биогенного минералообразования, другое – пустынные пещеры со специфическими (колебательный режим температур) условиями конденсации и испарения влаги, третье – холодные пещеры высокогорий или высоких широт с подземными льдами и т.д. Собственно последняя обстановка является предметом обсуждения настоящей статьи.

Статья посвящена вопросам связи процессов минералообразования с конкретными микроклиматическими зонами пещер, и рассматривает данный вопрос на примере хорошо изученной в микроклиматическом отношении Кунгурской Ледяной пещеры. Пещера представляет собой исключительно благодарный полигон для подобного рода исследований, так как помимо специфической обстановки (холодная, с ледяными образованиями) обладает значительными размерами,

© В.Н. Андрейчук^{1*}, О.И. Кадебская², И.И. Чайковский³

¹Сілезький університет, Сосновець, Польща

²Горный институт УрО РАН, Пермь, Россия

³Естественнонаучный институт Пермского государственного университета

* Кореспондуючий автор. E-mail: geo@wnoz.us.edu

предполагающими формирование нескольких микроклиматических зон со специфическими условиями подземного климата. Последний может контролировать минералообразование.

Следует отметить, что в последнее десятилетие наблюдается усиление внимания минералогов и карстологов к вопросам минералогии Кунгурской пещеры (Горбунова, Молоштанова, Максимович и др., 1995, Горбунова, Молоштанова, Максимович, 2004, Максимович, Молоштанова, Назарова и др., 1999, Молоштанова, 1999, Молоштанова, Максимович, Назарова, 2001, Назарова, 2002, Потапов, Паршина, Потапов, Кадебская, Сивинских, 2006, Потапов, Паршина, Титов, Ракин, Низовский, Шаврина, Кадебская, 2008, Чайковский, Кадебская, 2009). Результаты и выводы этих работ учтены в настоящей публикации.

МИКРОКЛИМАТ И ЛЬДЫ ПЕЩЕРЫ КАК СРЕДА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Кунгурская Ледяная пещера относится к объектам, довольно обстоятельно освещенным в специальной литературе. В связи с этим, ограничимся описанием только ее микроклиматических особенностей, имеющих непосредственное отношение к проблематике данной статьи.

Циркуляция воздуха в пещере

Между пещерным массивом и наружной средой происходит постоянный и достаточно активный воздухообмен. Его характер определяется морфологией пещеры и особенностями ее связи с поверхностью. Расположение входных отверстий в нижней части склона, а «вентилирующих» воронок – на поверхности массива, предопределяет типичную «печную» схему движения воздуха через массив (рис. 1). В холодное время года плотный морозный воздух втекает в теплую пещеру, продвигается по ней и

прогреваясь выжимается через трещины и органичные трубы в сводах наружу. В морозную погоду на Ледяной горе, в местах выхода тепло и влажного пещерного воздуха клубится конденсационный туман.

В теплое время года, когда наружные температуры воздуха (10-25°C) существенно превышают температуру пещерного воздуха (0-4°C), 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 органичные трубы), наружный воздух охлаждается за счет теплообмена со стенами, а в самой пещере – при движении наружу – также за счет контакта с ледяными образованиями.

Именно такая схема воздухообмена пещеры с наружной средой «ответственна» за формирование в ее привходовой части зоны постоянно отрицательной температуры, благоприятствующей образованию подземных льдов в зимне-весеннее время и их сохранению в летне-осенний период. В холодное время года, из-за близости к склону массива и втекания 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 термозероизонного 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

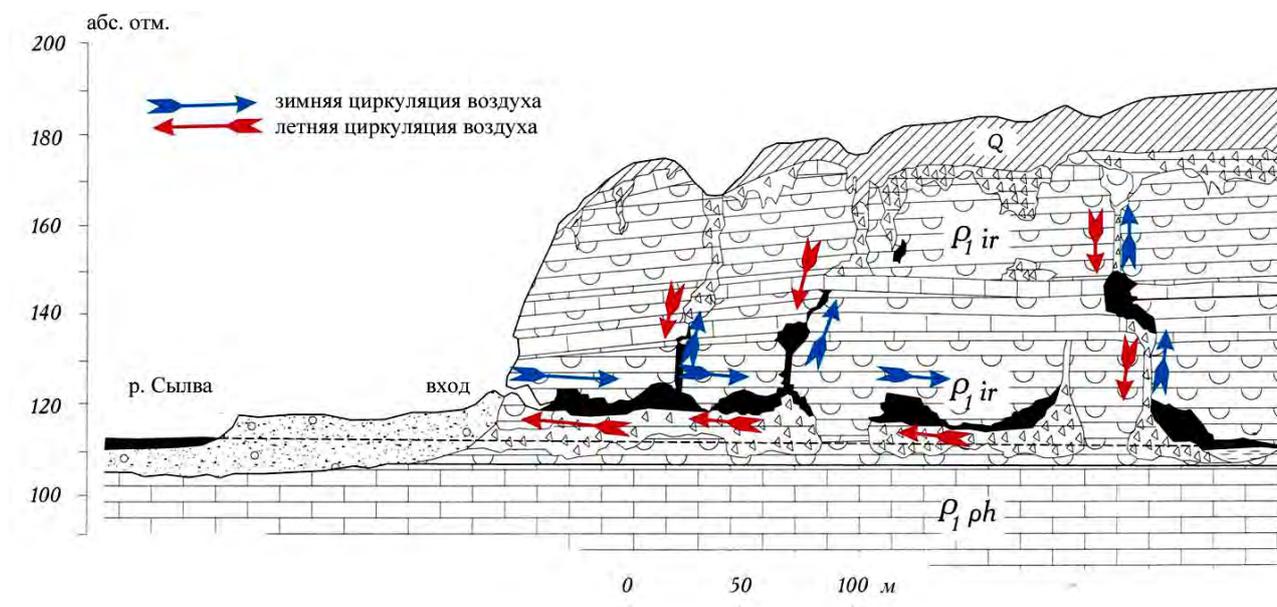


Рис. 1. Схема циркуляции воздуха в Кунгурской Ледяной пещере.
Fig. 1. Scheme of air circulation in Kungur Ice Cave.

потоков с летнего на зимний, является температура около 5°C. Указанная температура коррелирует с температурой нейтрального слоя, которая для Кунгура составляет 5,4°C (Фролов, 1968). В районе г. Кунгура переходы температуры воздуха через +5°C 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, естественно, изменяется от года к году. Осенний и, особенно, весенний периоды неустойчивого равновесия сравнительно непродолжительны (обычно меньше 1 месяца).

Во время переходных периодов, весной и осенью, наблюдается частая смена направлений движения воздуха – т.н. «пещерное дыхание». Кратковременная смена направлений воздушных потоков имеет место также в холодные летние ночи, когда температура на поверхности опускается ниже 5°C, а также во время зимних оттепелей, случающихся в декабре и феврале.

Микроклиматическая зональность

Особенности воздухообмена пещеры со средой, лабиринтный характер и значительные размеры пещеры определяют неоднородность ее микроклимата и формирование в ней – в направлении от входа вглубь массива – спектра микроклиматических зон. Это зоны: выравнивающая, отрицательной температурной аномалии, переходная и нейтральная (Мавлюдов, 1989) (Рис. 2).

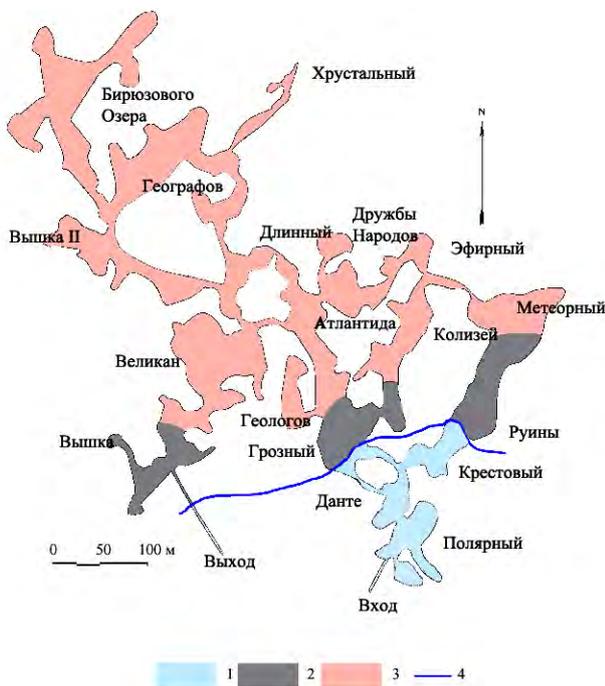


Рис. 2. Микроклиматические зоны Кунгурской Ледяной пещеры: 1 – зона постоянных отрицательных температур, 2 – переходная зона, 3 – нейтральная зона с практически постоянными температурами, 4 – граница распространения многолетнего оледенения.

Fig. 2. Microclimatic zones in Kungur Ice Cave: 1 – area of permanent subzero temperatures, 2 – transitional zone, 3 – neutral zone with nearly constant positive temperatures, 4 – boundary of zone of multi-year underground glaciation.

Выравнивающая зона образует «буфер» между поверхностью и подземельем. В ее пределах – во фронтальной части скального массива - наблюдается резкое изменение температуры пород и воздуха вглубь пещеры: летом – в сторону охлаждения, зимой – прогревания.

В следующей зоне – отрицательной температурной аномалии – в течение всего года сохраняются температуры ниже 0°C. Здесь развито многолетнее оледенение. Аномальный (холодный) микроклимат зоны в значительной мере является продуктом условий среды, т.е. охлаждающего воздействия ледяных масс. 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, идущего через входной тоннель и старый вход с поверхности. В этой зоне находятся гроты: Первый, Бриллиантовый, Полярный, Данте, Крестовый, Западный, Скандинавский. Граница постоянного оледенения в пещере проходит вдоль северной периферии Крестового и восточной периферии Западного грота (около 200 м от входа; Рис. 2).

Следующая зона – переходная от холодной (с многолетними льдами) к нейтральной (с устойчивыми слабоизменяющимися на протяжении года положительными температурами). Ее особенность – сезонная изменчивость температур. Теплый период (с температурами $\geq 0 - 3^\circ\text{C}$) начинается в переходной зоне в апреле и продолжается до октября-ноября. В зимний период (декабрь-март) в гротах Вышка, Руины, Морское Дно, Смелых и Грозный формируются эфемерные ледяные образования, которые к лету стаивают. Граница сезонно формирующихся льдов проходит по гротам Морское Дно, Геологов и Смелых (Рис. 2). С наступлением зимы зона постепенно расширяется, продвигаясь вглубь пещеры. При интенсивном проветривании пещеры она может перемещаться вплоть до грота Метеорного.

Нейтральная зона пещеры – с практически постоянными положительными температурами около 5°C – занимает большую часть пещерного поля. В ней находится вся заповедная часть пещеры и гроты экскурсионной части: Атлантида, Колизей, Метеорный, Коралловый, Центральный, Эфирный, Дружбы Народов, Хлебниковых, Романтиков, Длинный.

Ледяные образования

Наличие в пещере зон постоянно и сезонно отрицательных температур определяет формирование в ней различных морфогенетических типов подземных льдов. В пещере развиты конжеляционные (натечные, сегрегационные и льды-цементы), сублимационные (кристаллические образования) и осадочно-метаморфические ледяные образования (рис. 3). Они, собственно, и являются главной туристической достопримечательностью пещеры.

Конжеляционные льды образуются при замерзании различных вод, циркулирующих в

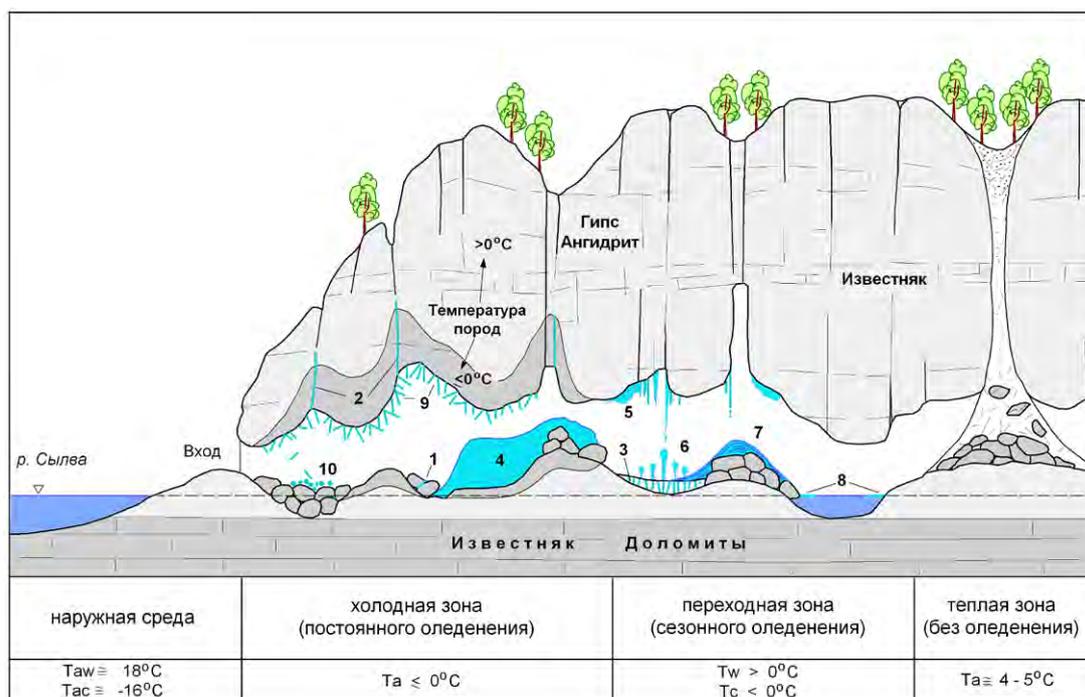


Рис. 3. Микроклиматические зоны Кунгурской Ледяной пещеры и характерные для них типы снежно-ледовых образований: 1–поровый лед, 2–жильный лед (в трещинах), 3 – сегрегационный лед, 4 – многолетний слоистый лед (наледь), 5 – висячие наледи (stalactites, драпировки и т.д.), 6 – сталагмиты, 7 – покровная наледь, 8 – озерный лед, 9–сублимационный лед (пещерный иней).

Fig. 3. Microclimatic zones in Kungur Ice Cave with characteristic types of snow and ice formations: 1 – porous ice, 2 – vein ice (in fractures), 3 – segregation ice, 4 – many-years layered ice (naled), 5 – hanging naleds (stalactites, draperies etc.), 6 – stalagmites, 7 – covering naled, 8 – lake ice, 9 – sublimation ice (cave frost, rime).

пещерном массиве – карстовых, инфильтрационных, конденсационных, поровых и т.д. При капельном поступлении инфильтрационных вод образуются висячие наледи: сталактиты, потолочные гребешки, каскады, занавеси, драпировки, сталагмиты, колонны и их различные комбинации (рис. 4). При струйном стекании формируются колонны и покровные наледи, а при пленочном – тонкие покровные наледи. При замерзании воды озер возникает озерный лед. В случае слабого переохлаждения на водной поверхности озер могут образоваться плавающие кристаллы льда, иногда в форме снежинок (рис. 5), а у берегов – забереги; дно озер иногда обрастает донным льдом. Мелкие водоёмы могут промерзнуть до дна. Вода в пустотах и порах скальных пород образует цементный лед, в трещинах – жильный лед, а в дисперсных породах (суглинки, глины) – сегрегационный лед. У выхода микротрещин на границе скальной породы и воздуха образуются единичные формы стебелькового льда (антолиты; рис. 6).

В холодной зоне пещеры – с постоянно отрицательными температурами – в благоприятных условиях основания (осыпи, неровные днища и т.д.) в результате замерзания инфильтрационных вод формируются многолетние слоистые льды (гrotы Бриллиантовый, Данте, Полярный, Скандинавский, проход Горе Толстякам и Высоким), мощностью до 2 м. В разрезе слоистых льдов видны столбчатые кристаллы. В многолетних льдах четко фиксируются годовичные слои, которые часто маркируются грязевыми горизонтами или корой таяния.

Озерный лед образуется в пещере довольно редко и изучен сравнительно слабо. Замечено, что чаще он формируется в сильные морозы, когда пещера выхолаживается.

Сегрегационные льды образуются в водонасыщенных грунтах в зоне сезонного оледенения (переходной) при резких похолоданиях на поверхности. Наблюдалось также образование «ледяных кустов» игольчатого льда, растущего из пор в бетоне, скрепляющем глыбы крепи.

Льды-цементы широко распространены в пещере. Они скрепляют обвальный щебень и дресву, образуя своеобразную брекчию с ледяным цементом (гrotы Данте, Западный и др.).

Сублимационные льды. Широко распространены в привходовых частях пещеры (гrotы Бриллиантовый, Полярный, Западный, Крестовый, Вышка и др.). Они представлены, прежде всего, великолепными кристаллами «пещерного инея», покрывающего стены и своды привходовых залов (рис. 7). Их образование связано с непосредственной кристаллизацией атмосферной влаги, поступающей с более теплым воздухом, на выхоленной поверхности стен в условиях среды с отрицательной температурой воздуха. Сублимационные кристаллы появляются в местах контакта сухого холодного и влажного теплого воздуха. Это имеет место в случае, когда холодные воздушные потоки, движущиеся вдоль пола, вытесняют к потолку более теплый и влажный воздух.

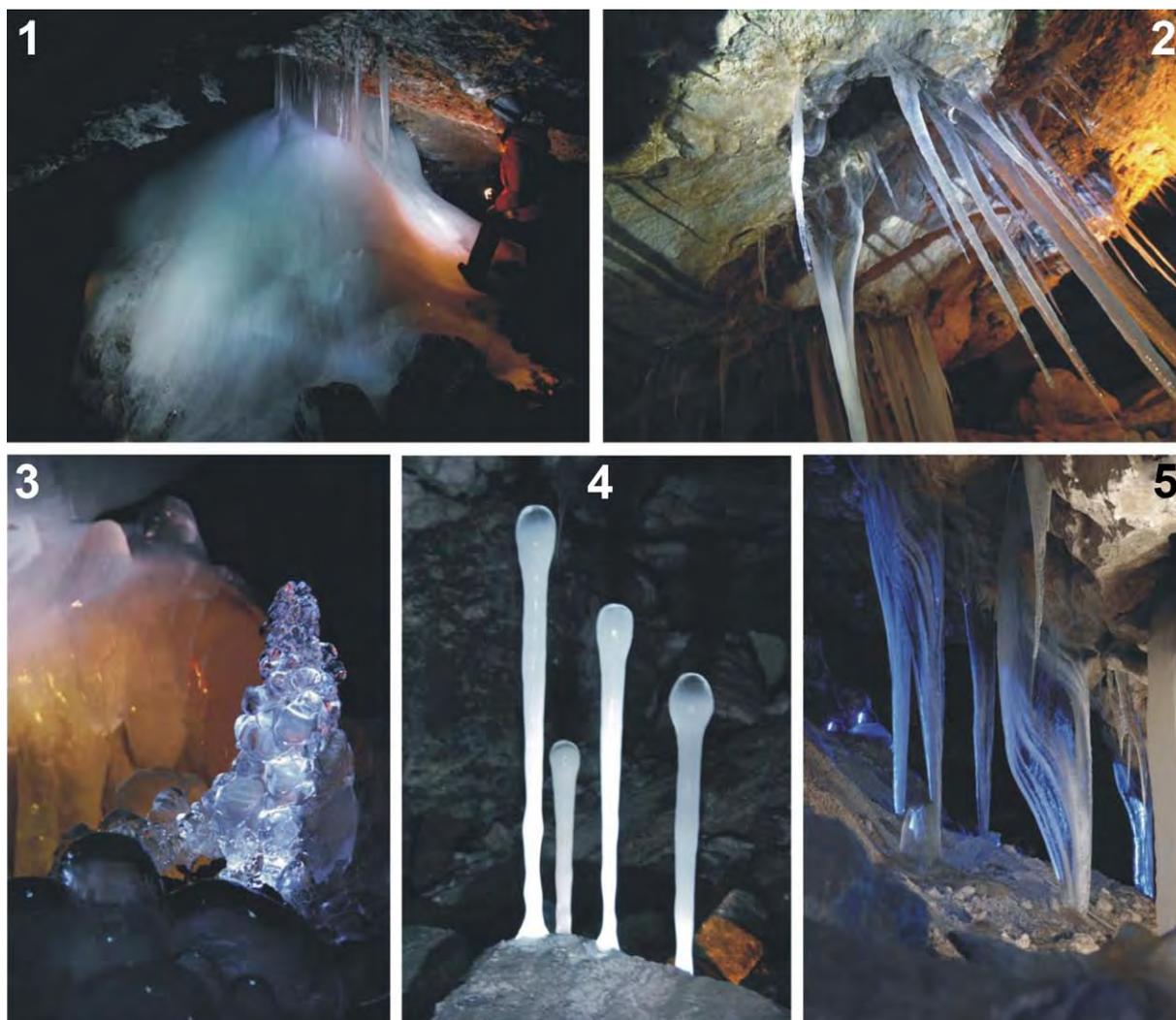


Рис. 4. Некоторые формы натечных конжеляционных льдов Кунгурской Ледяной пещеры: 1 – покровная наледь, 2 – сталактиты, 3 – «шаровые» сталагмиты, 4 - булавовидные сталагмиты, 5 – занавеси.
Fig. 4. Some forms of ice sinters in Kungur Ice Cave: 1 – covering naled, 2 – stalactites, 3 – ball stalagmites, 4 – club-shaped (mace-shaped ?) stalagmites, 5 – draperies.



Рис. 5. Плавающий ледяной кристалл (антолиты)
Fig. 5. Floating ice crystals from the lake surface



Рис. 6. Стебельковый лед на глинистом субстрате.
Fig. 6. “Pedicellate” ice on clay substrate

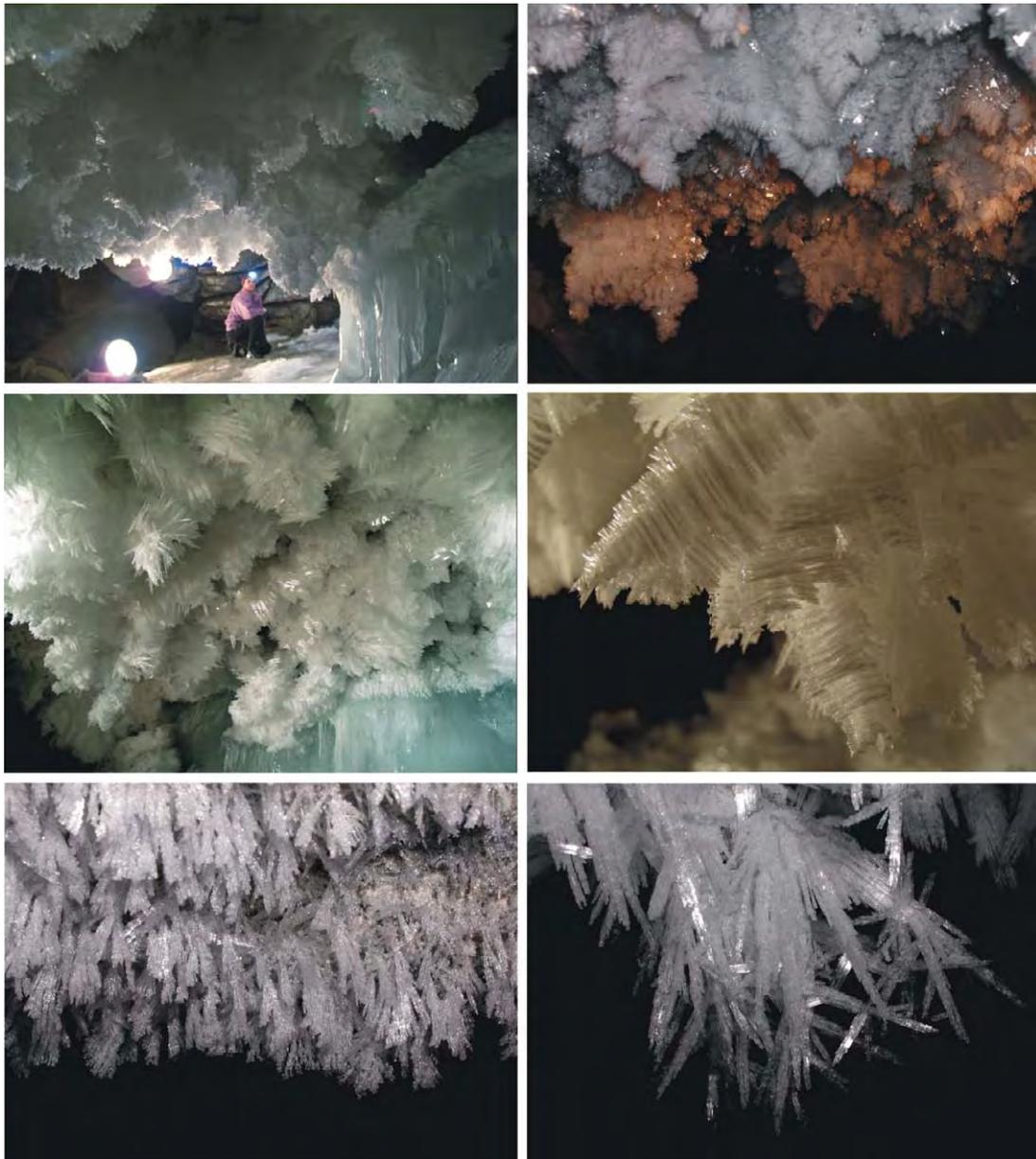


Рис. 7. Сублимационные кристаллы «пещерного инея» на сводах пещеры.
Fig. 7. Sublimation crystals of «cave frost» on the arches of the Cave.

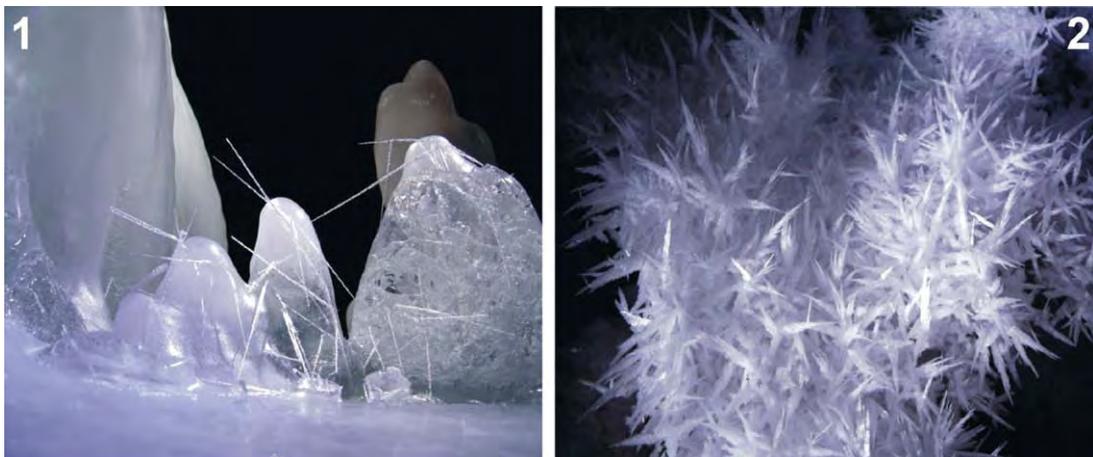


Рис. 8. Игольчатые (1) и перьевидные (2) сублимационные кристаллы.
Fig. 8. Needle (1) and feather-shape (2) sublimation crystals.

Осадочно-метаморфические льды. К ним относится снег, задуваемый в Первый грот пещеры через Старый вход, который трансформируется со временем в зернистый фирн и лед. Своеобразный тип осадочно-метаморфического льда образуют осыпавшиеся сублимационные кристаллы (гроты Бриллиантовый и Полярный). Площадь скоплений осадочно-метаморфических льдов достигает 0,5-2,0 м², мощность – 10-20 см. Летом эти образования подтаивают, становятся зернистыми и покрываются плотной коркой, иногда исчезают.

КРИОМИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ПЕЩЕРЫ ПО МИКРОКЛИМАТИЧЕСКИМ ЗОНАМ

История изучения

Вероятно Кунгурская Ледяная пещера является одним из первых мест, где обнаружены и описаны так называемые криогенные минералы. На гипсовую «муку», покрывающую поверхность льда, в 1880 г. впервые обратил внимание И.С. Поляков, который связывал ее образование с замерзанием минерализованной воды и последующим подтаиванием. Четырьмя годами позже, известный русский кристаллограф Е.С. Федоров, проводивший в пещере минералогические наблюдения, подтвердил выводы И.С. Полякова, однако накопление микрочастиц гипса он связал с возгонкой (испарением) льда. Описывал мучнистые образования пещеры Н.И. Каракаш (1905).

Спустя почти столетие, на криогенный порошок пещеры снова обратил внимание В.Н. Андрейчук (1989), вначале описавший его как оригинальный тип пещерных отложений. Последующие электронно-микроскопические исследования позволили В.Н. Андрейчуку и Е. Галускину (2001) показать,

что мука, отобранная под наледью между гротами Бриллиантовый и Полярный, представляет собой смесь микрокристаллов гипса, целестина и кальцита, в которой доминирующей составляющей (более 90%) является гипс. Последний представлен, главным образом, двумя морфологическими типами. Первый тип образуют отдельные кристаллы и их параллельные сростки, размером до 300-400 мк, второй тип (50-100 мк) – кристаллические корки с признаками сферолитового роста. Присутствие футлярных кристаллов интерпретировалось авторами как результат синхронной кристаллизации гипса и льда. Образование гипса связывается с кристаллизацией в тонкой капиллярной пленке воды на поверхности наледи в процессе ее замерзания, а накопление муки – с «высвобождением» кристаллов из льда при его испарении.

Последующие исследования в целом подтвердили ранее полученные выводы и позволили установить, наряду с параллельными сростками гипса, двойники парижского типа и типа ласточкина хвоста. Было обнаружено также значительное количество кристаллических агрегатов, формирующихся вследствие агрегации (слипания) кристаллов во влажной обстановке пещеры с последующей перекристаллизацией материала, сопровождавшейся изменением морфологии и размеров (укрупнение) кристаллов. Было также замечено, что характер криоминералогических процессов обнаруживает связь с микроклиматическими зонами пещеры.

Ниже криоминеральные образования пещеры описаны (в несколько более широком – общеминералогическом контексте) по микроклиматическим зонам, в которых микроклимат предопределяет условия и характер (механизмы) формирования минералов (рис. 9).

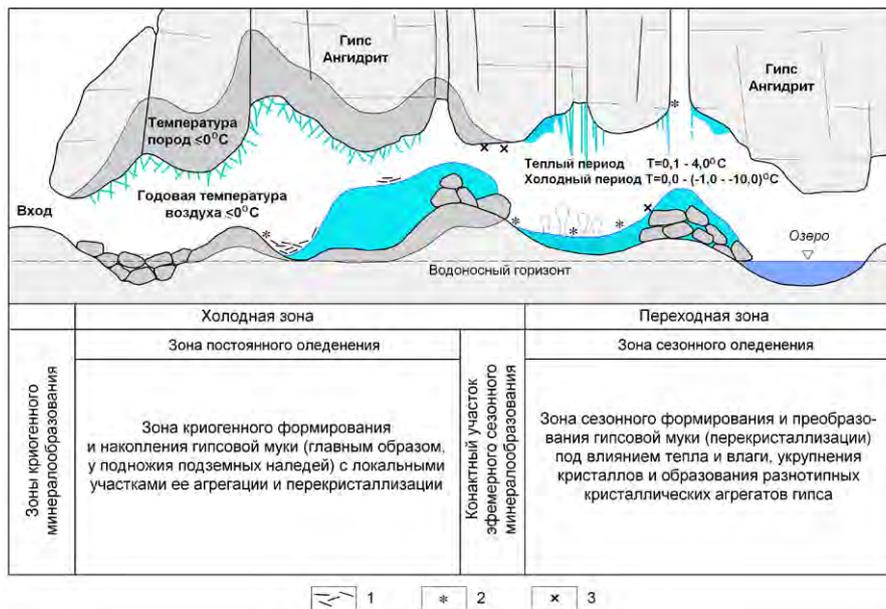


Рис. 9. Приуроченность криоминеральных образований к разным микроклиматическим зонам пещеры: 1 – гипсовая мука, 2 – криоминеральные агрегаты, формирующиеся путем перекристаллизации гипсовой муки, 3 – участки с эфемерными криоминеральными образованиями.

Fig. 9. Connection of cryomineral formations with different micro-climatic zones of the cave: 1 – gypsum flour, 2 – cryomineral aggregates formed by recrystallization of gypsum flour, 3 – areas with ephemeral cryomineral formations.

Криоминеральные образования зоны отрицательной температурной аномалии

Как было отмечено ранее, в зоне отрицательной температурной аномалии в течение всего года температура ниже нуля. В этой зоне находятся гроты: Первый, Бриллиантовый, Полярный, Данте, Крестовый, Западный, Скандинавский. Условия минералообразования в этой зоне всецело определяются замерзанием поступающих водных растворов, насыщенным сульфатом кальция и другими компонентами, замерзанием влаги в глинах, а также интенсивным испарением льда в зимнее время (под действием низких температур и большой скорости воздушного потока, идущего через входной тоннель и старый вход с поверхности). Главным минеральным новообразованием, формирующимся в этой зоне, является гипсовая мука. Она покрывает тонким слоем поверхность практически всех конжеляционных (натечных) льдов. Особенно часто и в значительных количествах мука обнаруживается на поверхности

таких ледяных образований как сталактиты, сталагмиты, коры, покровы и наледи (слоистые многолетние льды) (рис. 10). Это связано с высокой минерализацией вод, формирующих эти образования (985-1407 мг/л) (табл. 1).

Мощность мучнистых отложений достигает в нишах испарения и у основания подземных ледничков 0,5-10,0 см и более. Обычно же, толщина мучнистого порошка на ледяной поверхности сталактитов, сталагмитов и кор составляет менее 1 мм (Андрейчук, 1989). Мучнистый порошок остается также на месте растаявших сезонных ледяных образований.

Уже в первых публикациях на тему льдов Кунгурской пещеры (на рубеже XIX-XX веков) исследователи упоминают, что белое мучнистое вещество – это гипс. Однако ни в ранних, ни в более поздних работах на этот счет не приводятся какие-либо дополнительные сведения. Детальные аналитические исследования мучнистого вещества подтвердили предположения о его преимущественно гипсовом



Рис. 10. Гипсовая мука на поверхности и внутри ледяных сталагмитов.
Fig. 10. Gypsum flour on the surface and inside the ice stalagmites.

Таблица 1.

Химическая характеристика льдов из карстовых пещер в гипсах (по В. Дублянскому и др., 1992)

Вид льда	Количество проб	М ср, мг/л	C_v	М min, мг/л	М max, мг/л	Количество гидрохимических типов льда
Кристаллы	28	173	0,87	28	641	13
Сталактиты	15	1222	0,57	348	2192	3
Сталагмиты	19	1334	0,38	492	2290	3
Коры	12	985	0,57	424	1856	3
Покровы	39	1115	0,64	100	2621	6
Лед озер	5	1407	0,62	264	2260	2
Всего	118	940	0,64	28	2621	16

М – минерализация, C_v – коэффициент вариации

составе (97-99% – гипс, 1-3% – кальцит, 1-5% – целестин), а микроморфологические исследования позволили раскрыть механизм кристаллизации гипса и его накопления в виде муки (Андрейчук, Галушкин, 2001)¹.

Морфология кристаллов гипса, кальцита и целестина исследовалась при помощи электронного сканирующего микроскопа FEI/Philips ESEM XL30. Диагностика минералов подтверждена рентгено-структурными исследованиями и качественным определением состава на EDS.

Целестин представлен ромбическими кристаллами, в огранении которых участвуют основные простые формы: пинакоид {001}, ромбические призмы {011}, {102}, {110} и ромбическая дипирамида {111}?. Кристаллы гипса образованы тремя основными простыми формами: пинакоидом – {010}, ромбическими призмами – {120} и {-111} и второстепенными – {011}, {-101}. Кальцит огранен гранями острого ромбоэдра {04-41}, который характеризует среду минералообразования с высоким отношением Ca/CO₂ (Hill, Forti, 1997) и значительным содержанием сульфат-иона (Кирьянова и др., 1998).

Перечисленные простые формы гипса, целестина и кальцита появляются на кристаллах различного генезиса и, по мнению Г. Кирова с соавторами (1997), не несут важной генетической информации. В то же время морфология агрегатов и микрорельеф граней исследованных кристаллов имеют специфические особенности, позволяющие судить о условиях и механизмах роста минералов криогенного генезиса.

Общим для всех минералов морфологическим признаком является наличие расщепленных форм: от сноповидных и розетковидных агрегатов до сферолитовых образований, являющихся продуктом монокристалльного расщепления. Расщепление идет по автодеформационному механизму, связанному с явлением гетерометрии на границах секторов роста граней кристалла (Пунин и др., 1991). Появление

расщепленных кристаллов гипса часто связывают с примесями натрия в растворе, которые могут неоднородно захватываться по разным секторам роста (Kostov, 1999). Этот эффект определяет различия параметров кристаллов гипса по секторам роста <010> и <120>. Возникающие из-за этого напряжения на межсекториальных границах релаксируются образованием субиндивидов расщепления (хрупкие деформации) или изгибом граней кристаллов (пластические деформации). Интенсивное разрастание субиндивидов расщепления приводит к сферолитовым формам и указывает на образование кристаллов в кинетическом режиме при высоких пересыщениях.

На кристаллах гипса широко развиты проявления скелетного, блочного роста с элементами роста индукционного. Это может указывать на совместный рост гипса и льда. Парагенезис гипса и льда нашел также отражение в наличии большого количества пустот в скелетных кристаллах гипса, оставшихся от растаявших включений льда.

Скелетные и расщепленные формы указывают на концентрационную неоднородность вокруг растущих кристаллов гипса, на затрудненное питание отдельных частей кристалла, а в целом на высокую скорость роста кристаллов в условиях быстроизменяющихся термо- и гидрохимических параметров среды.

Целестин и кальцит встречаются в муке в значительно меньших количествах. Их кристаллизация связана с локальными концентрационными неоднородностями в среде льдо- и минералообразования (ячейки пересыщения) за счет вымерзания части воды. Обращает на себя внимание присутствие в материале пористых корок кремнезема (тридимит?), иногда в существенных количествах.

В теплое время года, в связи с воздействием талой воды гипсовая мука увлажняется, образуя скопления своеобразного гипсового «теста». Вследствие испарения влаги увлажненная масса высыхает и образует очаги кристаллизации гипса (Рис. 11).

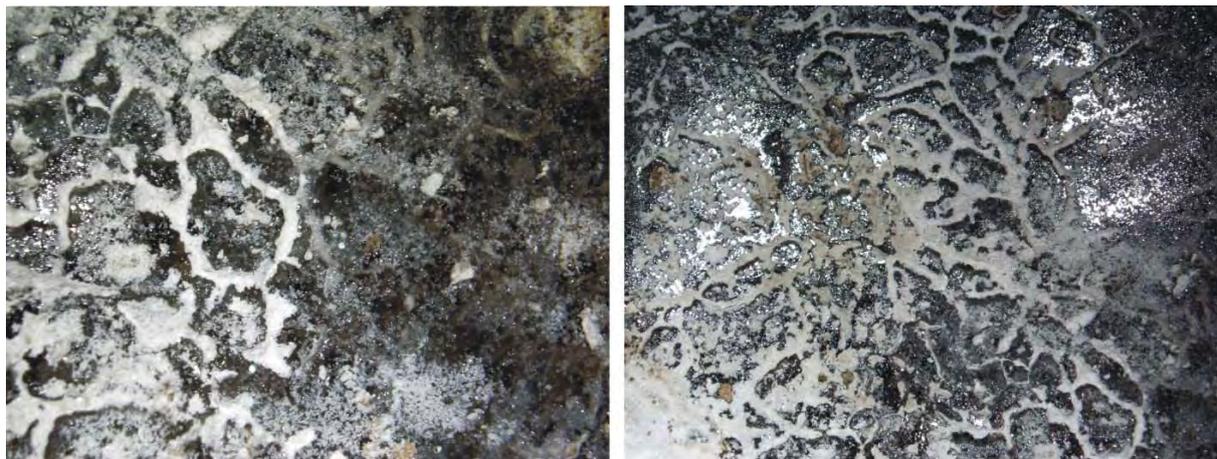


Рис. 11. Агрегирование гипсовой муки с образованием полигональных структур в результате механического обособления минеральных примесей по границам перекристаллизованных индивидов льда

Fig. 11. Aggregation of gypsum "flour" with forming of polygonal structures as a result of mechanical separation of mineral impurities along the limits of recrystallized ice individuals.

¹Детальные данные о минералогическом составе гипсовой муки и кристаллографических



Рис. 12. 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 (проба №1).
 Fig. 12. Individual needle-skeletal dendrites, split in one plane and the volume (left), intergrowths of crystals, including twins, and regular rise on needle-like individuals. The First Grotto (sample number 1)

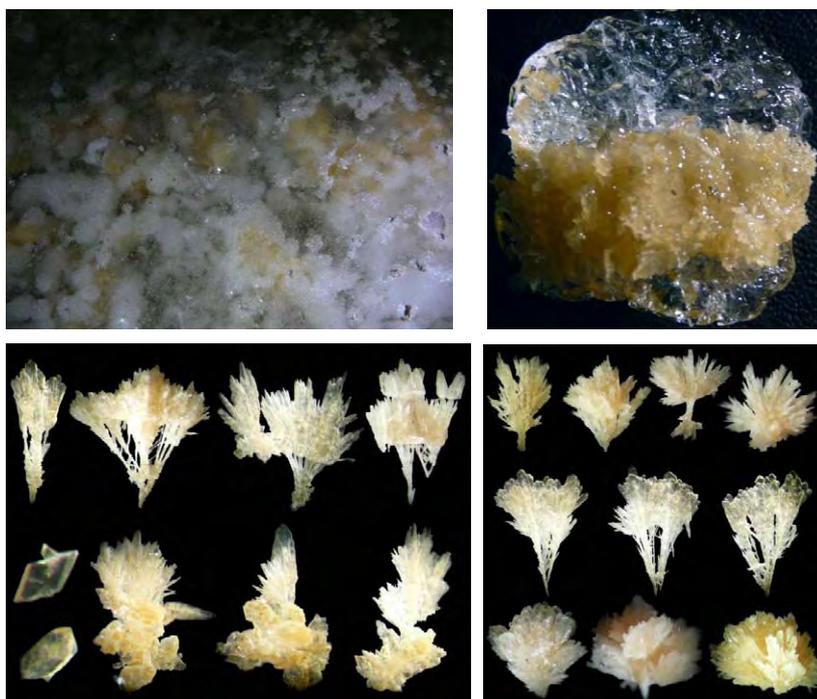


Рис. 13. Отдельные игольчато-скелетные дендриты, в различной степени регенерированные (слева), зональные агрегаты, отдельные кристаллы и наросты на них расщепленные индивиды. Грот Первый (проба № 2).
 Fig. 13. Sample N 2. Gypsum aggregates inside the ice mass body (top left), a sample (top right). Separate acicular-skeleton dendrites in different stages of regeneration (bottom left), zonal aggregates and separate crystals with split individuals formed on them (bottom right).

В таких местах со временем могут формироваться разнообразные агрегаты гипсовых кристаллов. Причем, при поэтапно протекающих процессах перекристаллизации (в пещере высокая, большую часть года близкая к 100% влажность воздуха) наблюдается закономерная тенденция к укрупнению кристаллов. Перекристаллизация происходит в «теплых» условиях, т.е. преимущественно вследствие испарения влаги с материала, а не при ее замерзании.

Укрупненные и перекристаллизованные агрегаты гипса были обнаружены в гроте Первый. Были отобраны две пробы: первая – с поверхности и вторая – из натечной наледи. Кристаллы гипса находились

в виде кристаллических скоплений белого и желтого цвета.

Первая проба (рис. 12) сложена, в основном, игольчато-скелетными индивидами, часто расщепленными (в плоскости или объеме) длиной 2-5мм. Встречаются также отдельные кристаллы (длиной 0,05-0,3мм), чаще в виде двойников, неправильных сростков и закономерно ориентированных нарастаний на вершины игольчатых индивидов. Морфология агрегатов позволяет говорить о смене быстрого дефектного роста более медленным и совершенным из растворов, степень минерализации которых со временем резко уменьшилась.

Вторая проба (рис. 13) представлена дендритами (3,5-6 мм), в различной степени регенерированными, и обычными кристаллами (0,2-0,5 мм). В ней отмечены сростки, на которые нарастают расщепленные индивиды, и сложные кристаллы, в строении которых выделяют 2-3 обособленные зоны с четкими границами, сложенные различными типами (скелетные и плоскогранные) субиндивидов. Наличие таких агрегатов свидетельствует о цикличности этапов пересыщения-разбавления и изменении положения подложки (границы льда) относительно растущего минерала.

Криоминеральные образования переходной зоны

Как уже отмечалось, переходная зона отличается сезонными изменениями температур, причем с двумя довольно продолжительными переходными периодами температуры воздуха через 0°C, что предполагает периодическое замерзание и таяние поступающих в нее (или находящихся в ней) вод. В пределах зоны – в связи с ее переходным характером – продолжительность теплого (с температурами

выше 0°C) и холодного (ниже 0°C) периодов неодинакова. В части зоны, соседствующей с зоной отрицательной температурной аномалии, теплый период (с температурами 0-3°C) короче (сентябрь-ноябрь), а холодный продолжительнее (декабрь-август). В части зоны, соседствующей с теплой (нейтральной) зоной пещеры, наоборот: теплый период длится с марта-апреля до октября-ноября, а холодный – с ноября по март-апрель. В теплое время наблюдается таяние ледяных образований, а в холодное – их формирование. Ледяные образования зоны представлены всеми типами льдов, но преобладающими являются сезонные натечные льды. Они образуют сталактит-сталагмитовые ансамбли в гротах Вышка, Руины, Морское Дно, Смелых и Грозный. Как указывалось выше, к переходной зоне тяготеют также краевые части наледей (многолетних льдов) соседних гротов – Скандинавского и Полярного.

Изменчивый, сезонный характер микроклимата, а главное – переходы температуры через ноль, являются основным условием минералообразования, которое приобретает сезонный характер. Сезонность заключается в том, что в зимнее время мы имеем дело с криогенным минералообразованием, протекающим по известной схеме вымораживания минеральных компонентов из водного раствора, а в теплое время – с преобразованием криогенного материала (растворение, агрегация, перекристаллизация с укрупнением агрегатов и т.д.). В холодное время минералы образуются криогенным (холодным) путем, а в теплое время преимущественно по «теплым» схемам. Существенно усложняется минералообразование в переходные термические периоды, когда температура воздуха колеблется около 0°C и меняется несколько раз в сутки. Отмеченные обстоятельства предопределяют сложность протекания процессов минералообразования в зоне, а также формирование их специфических фациальных обстановок.

Основным минеральным продуктом холодного периода в этой зоне (как и в зоне отрицательной температурной аномалии) является гипсовая мука. Ее составляющие несколько отличаются по своему минералогическому составу и морфологическим

особенностям от гипсовой муки вечнохолодных гротов. На основании анализа ряда проб замечено, что в криогенном материале переходной зоны почти отсутствуют целестин и кальцит, но в составе гипсовых сферолитовых агрегатов (в их основаниях) появляется в значительных количествах Mg (возможно даже минералы – сульфаты магния типа кизерита, старкеита, эпсомита, татарскита и т.д.). В пробах из этой зоны много агрегатов с плоским дном, свидетельствующим о росте кристаллов на подложке, скорее всего, ледяной. Это может также указывать на существенную (если не главную) роль процессов испарения в формировании пересыщения раствора и кристаллизации, т.е. на образование кристаллов в пленке воды на поверхности ледяных тел, когда сезонные льды в весенний период начинают подтаивать.

Что касается продуктов теплого периода, формирующихся в зоне, то ситуация еще более усложняется, становится гораздо более интересной, а часто и проблематичной. Как правило, мы имеем дело с преобразованием исходного криогенного материала *in situ* или, что чаще, с преобразованием перетолженного криогенного материала. Переотложение криоматериала чаще всего происходит двумя путями – воздушным и водным. При воздушном переносе чаще всего происходит рассеивание криогенного минерала, при водном (с инфильтрационными водами в органических трубах, при таянии наледей и т.д.) – его концентрация, накопление в углублениях на глыбах, покровном льду. С точки зрения минералообразования, второй путь представляется намного более важным. При водном переносе криогенного материала происходит также его преобразование (увлажнение, подрастворение и т.д.), что имеет важное значение в последующей перекристаллизации.

Участки «вторичного» минералообразования чаще всего встречаются под органическими трубами, куда стекает (капает) инфильтрационная влага, смывающая со стен криоминеральный порошок накопившийся за холодный период. При взаимодействии с водой криокристаллы перекристаллизуются в разнообразные агрегаты, часто достаточно крупные (рис. 14-15).



Рис. 14. Общий вид гипсовых кристаллоагрегатов, сформировавшихся под органической трубой в Гроте Скандинавский.
Fig. 14. The general view of gypsum crystal aggregates formed under corrosion pipe in the Scandinavian Grotto.

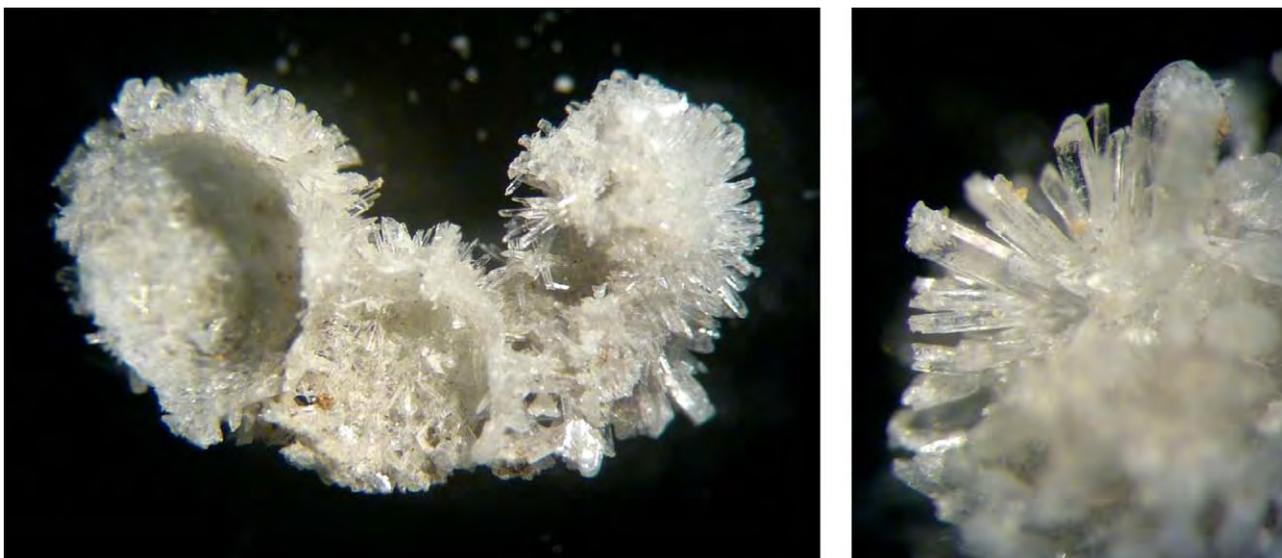


Рис. 15. Вид внутренней части гипсовых кристаллов и справа – вид отдельных крупных кристаллов (грот Скандинавский).
 Fig. 15. Kind of internal gypsum crystals and on the right – a kind of separate large crystals (Scandinavian Grotto).

В гроте Скандинавском были отобраны и изучены образцы таких агрегатов смытых с поверхности льда на глинистый материал (рис. 16). Они представлены сферолитами с тонким «корнем» (уходящим в нижележащий субстрат) и плоскими агрегатами кристаллов: двойниковых и незакономерных. Для всех кристаллов характерны признаки смены нормального роста расщепленным, и наоборот. Подобные кристаллы под органной трубой (грот Скандинавский) были найдены в нише под наледью на глинистой поверхности, куда стекала талая вода. Криогенный материал в процессе переноса перекристаллизовался и находился в виде рыхлых кристаллических корок, толщиной 1,5-6мм. Изучение материала показало, что он образован скелетными субпараллельными, реже

спутанными, субиндивидами (рис. 17). Предполагается, что перекристаллизация происходила в слое воды, на глинистой поверхности, поддерживающей пересыщенное состояние раствора.

Интересные образования обнаружены на стенках органных труб периодически заполняющихся льдом в гроте Крестовый (рис. 18) и в гроте Скандинавский (рис. 19). Их образование может быть связано с перекристаллизацией (и укрупнением) тонкодисперсных кристаллических частиц (криогенных кристаллов). Зимой, за счет вымораживания конденсационной (а может быть и пленочной инфильтрационной) влаги, на стенах труб криогенные кристаллы освобождаются, накапливаются в определенных местах (чаще всего на

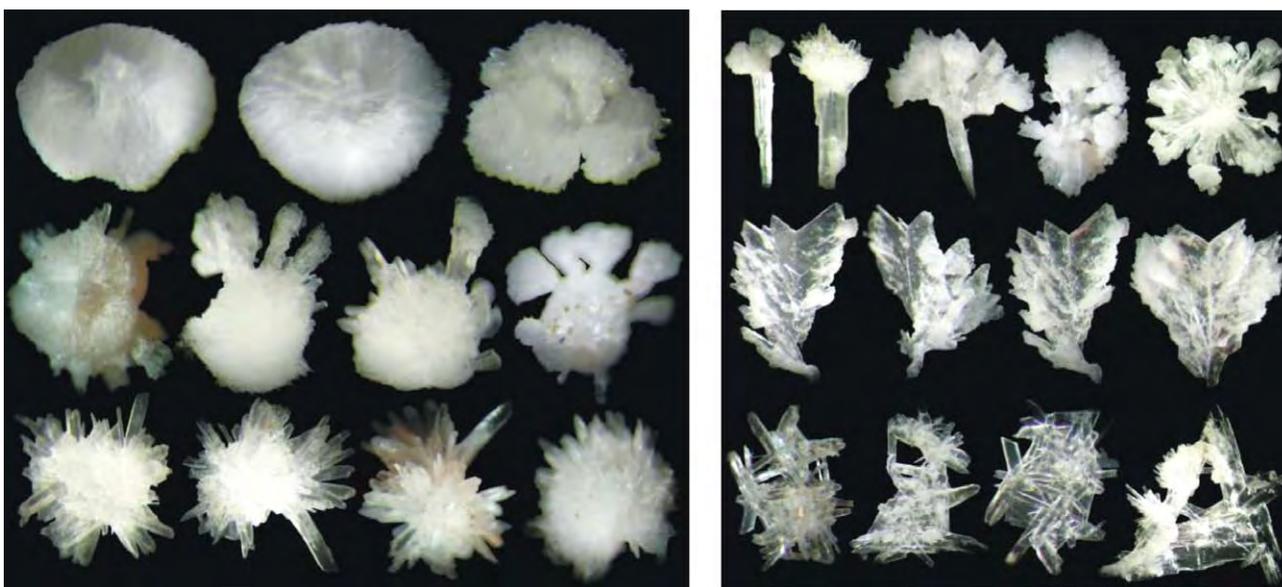


Рис. 16. Сферолиты, в различной степени регенерированные, иногда с признаками двух стадий расщепления (слева), расщепленные кристаллы гипса и плоские агрегаты (двойники и сростки - справа). Грот Скандинавский.
 Fig. 16. Spherulites, in varying degrees, recovered, sometimes with signs of the two stages of splitting (left), the splintered gypsum crystals and flat aggregates (twins and intergrowths – right). The Scandinavian Grotto.

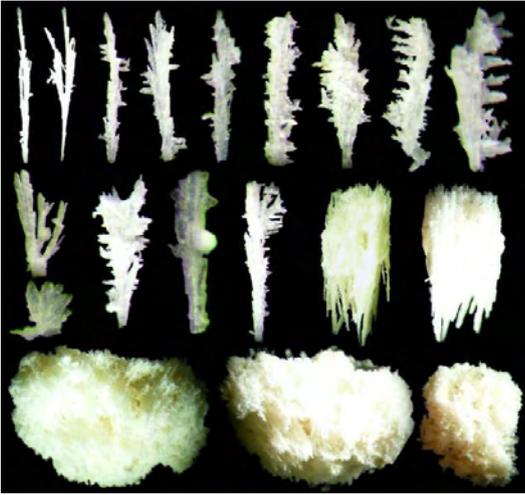


Рис. 17. Скелетные агрегаты гипса и фрагменты кристаллических корок, сложенных гипсом. Грот Скандинавский.
Fig. 17. Skeletal gypsum aggregates and fragments of loose crystalline crusts composed from gypsum. The Scandinavian Grotto.



Рис. 18. Кристаллы гипса на стенке органной трубы, сформировавшиеся в теплый период (ноябрь 2008 г). Грот Крестовый.
Fig. 18. Gypsum crystals on the wall of the corrosion pipe, formed in the warm season (November 2008). The Cross Grotto.



Рис. 19. Скопления и щетки гипсовых кристаллов на поверхности стен органной трубы, периодически заполняющейся льдом. Грот Скандинавский.
Fig. 19. Gypsum crystals and brushes on the surface of the walls of the corrosion pipe, occasionally filling with ice. The Scandinavian Grotto.



выступах стен или в мелких углублениях.). В теплое время года пленочная влага смачивает кристаллы и они перекристаллизовываются. Скопления таких кристаллов маркируют местоположение сталактитов или натечного льда, которые активно испаряются в холодный период.

Еще один вид минеральных образований, довольно широко встречающихся в переходной микроклиматической зоне, это так называемые «минеральный мох» и «минеральный пух» (рис. 20). Они образованы сезонно формирующимися (эфмерными)

минералами, среди которых отчетливо преобладают гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), блёдит ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) и тенардит (Na_2SO_4). Чаще всего минералы встречаются в местах, где температура воздуха колеблется около 0°C в зависимости от сезона. Это гроты Полярный, Крестовый, Руины, Геологов, Смелых (редко, в холодные зимы грот Метеорный). Кристаллы упомянутых минералов представляют собой волокнистые экструзивные выделения из пористого субстрата. Известно, что в формировании подобных (нитевидных, игольчатых, волосных,



Рис. 20. Минеральный «пух» на пористом субстрате. Грот Смелых.
Fig. 20. Mineral fluff formed on the porous substrate. Grotto of the Brave's.

трубчатых и т.д.) кристаллов большое значение имеет пористая подложка, например, глинистая, содержащая раствор. Они могут формироваться на любых поверхностях: стенах, полу, потолке или отдельных камнях.

Эфемерные образования разного минерального состава были изучены в Полярном гроте пещеры. К.А. Горбунова (2004) с соавторами установила, что т.н. «гипсовый пух» представляет собой массу тонкоигльчатых и волокнистых кристаллов, расположенных перпендикулярно или под углом 70-85° к поверхности потолка. Преобладающая длина 1,5-2 см, у отдельных индивидов – до 3,5-4,0 см. Под микроскопом в массе кристаллов заметны сгустки звездчатой и розетковидной формы с пелитоморфной структурой, не просвечивающей в проходящем свете, а также зерна игльчатой и пластинчатой формы не крупнее 0,01 мм. В составе преобладает гипс, присутствует доломит и ангидрит.

В том же гроте, Н.Г.Максимовичем с соавторами (1999) были изучены своеобразные волокнистые выделения (иглы и трубочки), сложенные преимущественно тенардитом. Авторы отметили, что при существующей температуре воздуха в гроте изначально должен был образовываться мирабилит.

Повторный отбор проб волокнистых кристаллов со сводов грота Полярного был произведен в 2008 г. – сначала в теплое время года (при температуре 0,1°C), а затем в холодное (при -0,1°C). Исследования (Потапов и др., 2008) показали, что пушистые новообразования летнего периода представлены блёдитом с незначительной примесью гипса, в то время как в более обильных по количеству кристаллах зимнего периода (с того же места!) преобладал мирабилит (также с примесью гипса). Таким образом, морфологически однотипные минеральные образования теплового и холодного периодов представлены двумя разными минеральными фазами: блёдитом $\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

– «летняя» фаза, и мирабилитом $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ – «зимняя» фаза².

Схожую природу имеют, по-видимому, и так называемые «ватные шарики» и прозрачные нити длиной до 7см, образованные различными сульфатными минералами, которые обнаруживаются в нишах, изолированных от потоков воздуха, как например, в гроте Смелых (рис. 21). Тщательные исследования, проведенные И.И. Чайковским и О.В. Кадебской (2009) в этом гроте, показали, что здесь мы имеем дело не только с сульфатной, но и боратовой минерализацией, представленной весьма редким минералом улескитом. Изучены две ассоциации, в которых присутствуют – с разной степенью преобладания – улескит и мирабилит.

Первая ассоциация тяготеет к слабо продуваемым участкам грота и представлена, преимущественно, сферолитами улескита с редкими игльчатыми кристаллами мирабилита. Ассоциация развита на полиминеральной слабосвязанной подложке и тяготеет к горизонтальным и наклонным поверхностям.

Улескит ($\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$) представлен, прежде всего, радиально-лучистыми сферолитами (0,5-1,0 мм), а также более крупными (до 2,0 мм) конкрециями с зональным строением: игльчатой оторочкой и плотным ядром (рис. 21). Отмечены как простые конкреции (рис. 21-3), так и сложные полицентрические (рис. 21-4). Со стороны подложки волокна сферолитов и конкреций «слипаются» в пучки и напоминают мокрый мех (рис. 21-5). Химический анализ минерала показал, что состав улескита значительно варьирует и часто отклоняется от теоретического. Во внешней волокнистой кайме он, преимущественно, натриевый, а в центральной части кальциевый (рис. 22). Отмечены также единичные участки, отвечающие борату существенно кальциевого (1,7-1,8 форм. ед.) состава, скорее всего - иньоиту $\text{Ca}_2[\text{B}_6\text{O}_6(\text{OH})_{10}] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$. А.А. Годовиков отмечает (1983), что переход улескита в иньоит происходит при низкой концентрации натрия в растворе.

Мирабилит представлен иголками изометричного и уплощенного сечения (рис. 23). При попадании в теплое помещение, кристаллы мирабилита теряют воду, деформируются и рассыпаются, превращаясь в тенардитовый порошок. Состав новообразованного тенардита отвечает теоретическому $(\text{Na}_{1,91-2,05}\text{S}_{0,80-1,34}\text{O}_{3,74-4,17}) \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ и характеризуется отсутствием каких-либо изоморфных примесей.

Полиминеральная подложка, на которой обнаружены улескит и мирабилит, сложена корродированными обломками гипса, доломита и кальцита, сцементированными глинистой массой. Анализ состава цементирующего материала (табл. 2) показал его принадлежность к цинксодержащему алюмосиликату. По соотношению $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})=0,23-0,33$ в тетраэдрической позиции минерал представлен высококремнистой гидрослюдой. Присутствие цинка сближает его с сауконитом, однако его низкое содержание и высокое содержание кальция

²Интересный пример из области «климатической минералогии».

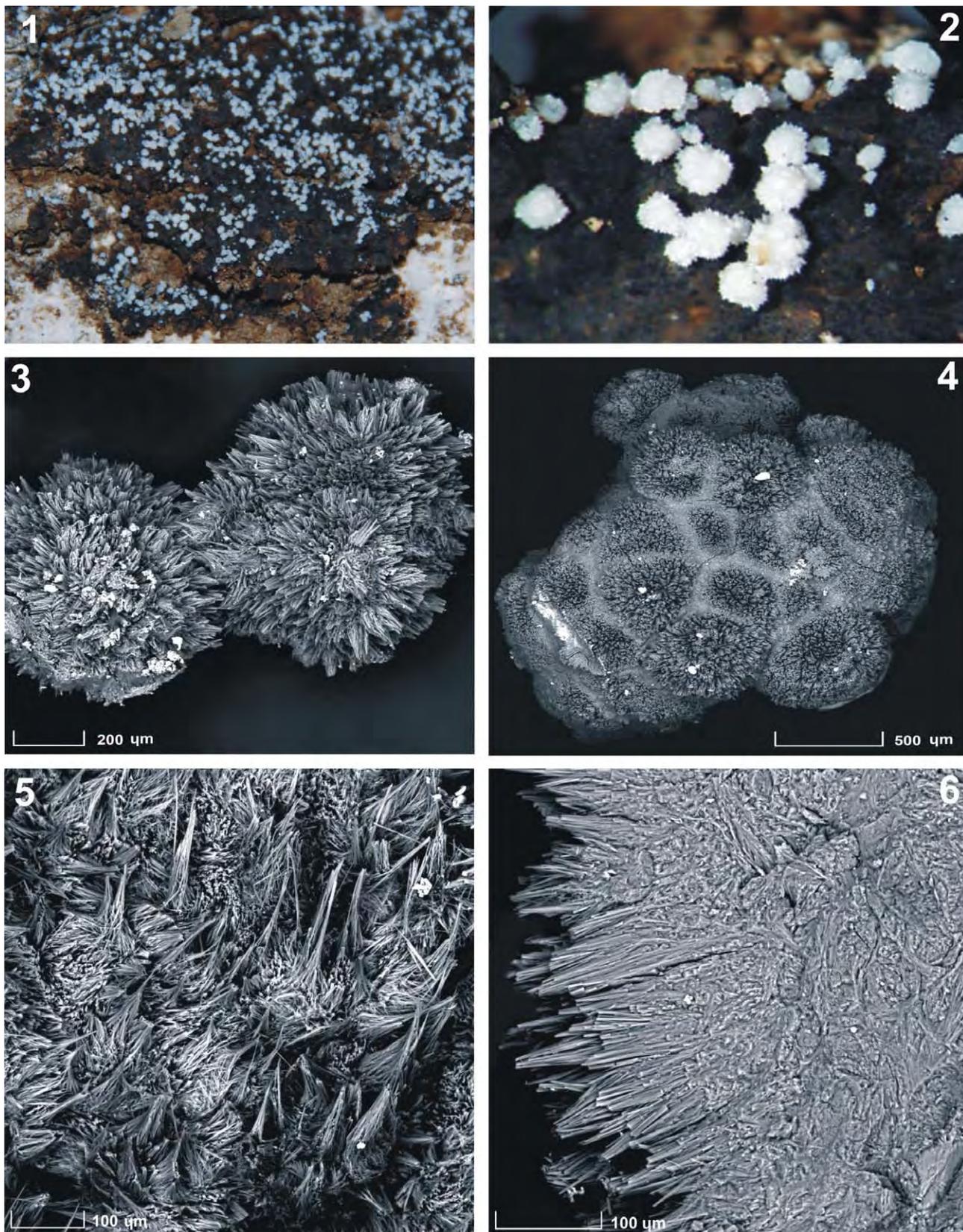


Рис. 21. Морфология выделений улексита: 1 – общий вид улекситовой «россыпи», 2 – увеличение рис. 1, 3 – моноцентрические конкреции, 4 – полицентрическая конкреция, 5 – элементы нижней поверхности, 6 – характер внутреннего строения.

Fig. 21. Morphology of ulexite formations: 1 – overview of ulexite «placery», 2 – fig. 1 – increased, 3 – monocentric concretions, 4 – polycentric concretion, 5 – elements of the lower surface of formations, 6 – internal structure of concretion.

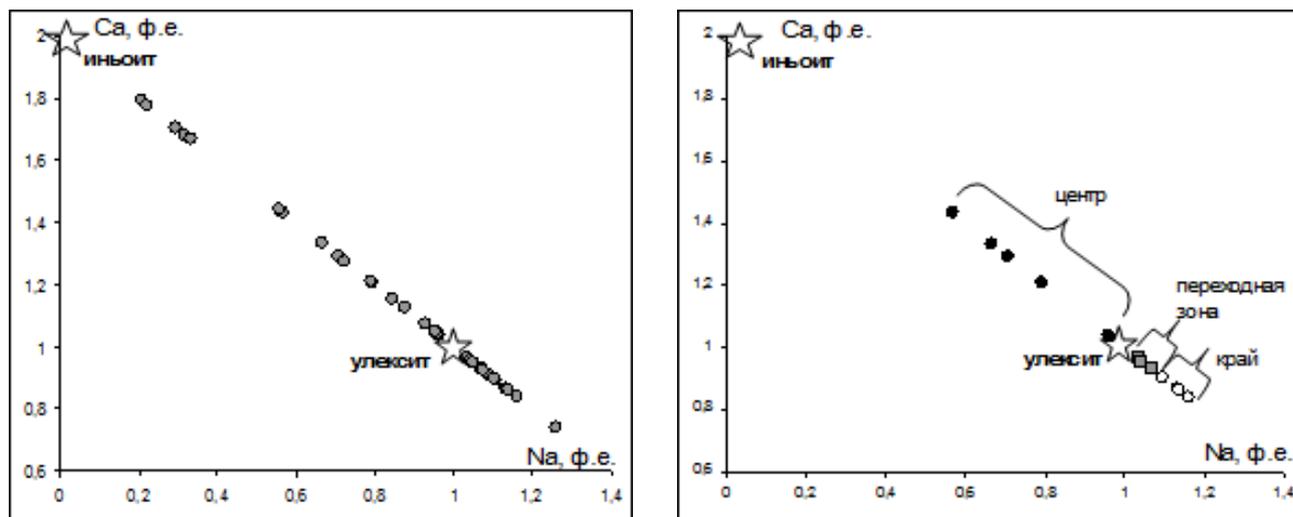


Рис. 22. Вариации состава боратов из грота Смелых (левый график), в том числе – в пределах отдельных зональных конкреций (правый график)
 Fig. 22. Variations in the composition of borates from the Brave's Grotto (left graph), including - within individual zonal concretions (right graph).

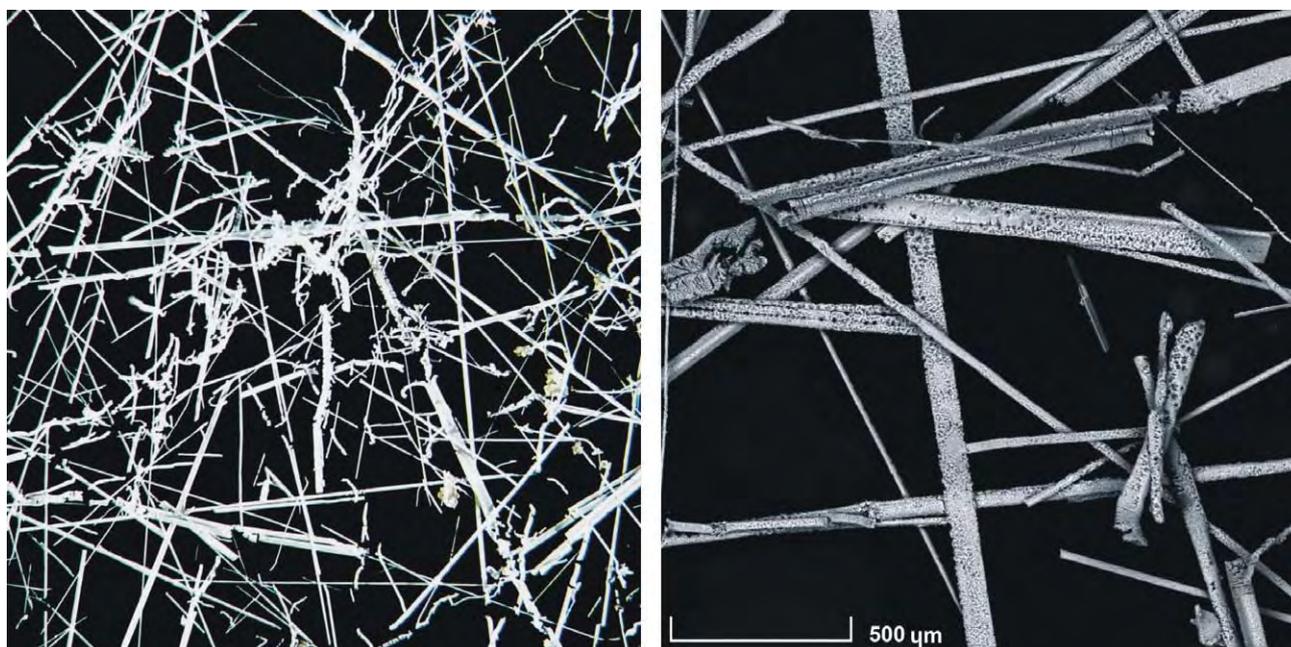


Рис. 23. Игольчатые кристаллы мирабилита, сформировавшиеся на полиминеральной подложке.
 Fig. 23. Needle-shaped crystals of mirabilite formed at polymineral substrate.

и магния, скорее всего, отвечает минехилиту или цинксодержавшему сапониту со следующей кристаллохимической формулой: $\{(Mg_{0,27-2,25}Zn_{0,21-0,41})(OH)_2[Al_{0,90-1,41}Si_{2,59-3,10}O_{10}]\} \cdot (Ca_{0,80-2,27}Na_{0,0-0,28}K_{0,14-0,41})(H_2O)_4$.

Вторая ассоциация зафиксирована на различных участках стен и горизонтальных поверхностях в зонах с интенсивным движением воздушного потока. В этой ассоциации существенно преобладает мирабилит, волокнистые индивиды которого образуют пушистые «ковры» и «бороды» на горизонтальных и вертикальных участках стен (рис. 24-1). Волокна имеют изогнутую форму и осложнены отростками и раздувами (рис. 24-2,3,4).

На контакте мирабилитовых выделений с подложкой отмечаются редкие сферолиты улексита. Зафиксировано, что поверхность гипсовых стен на этих участках корродирована (рис. 25) и несет на себе следы перекристаллизации. Мощность зоны перекристаллизации очень незначительна (0,1 - 0,2 мм). На пористой поверхности отмечен мицелий, принадлежащий, вероятно, грибам.

Присутствие слипшихся волокон в основании улекситовых сферолитов, указывающее на их смачивание (периодическое), а также коррозионная и находящаяся под ней перекристаллизованная гипсовая оторочка на поверхности стен, свидетельствуют о том, что средой минералообразования является

Таблица 2.

Химический состав цинксодержащего алюмосиликата, мас. %*

	1	2	3	4	5
Na ₂ O	0,72	2,00	1,84	0,00	2,50
K ₂ O	3,11	1,36	1,52	1,89	4,67
CaO	16,11	30,60	34,83	14,51	15,09
MgO	23,10	2,96	6,44	17,16	10,31
FeO	0,00	0,00	0,00	0,44	0,00
Al ₂ O ₃	5,68	4,52	7,26	7,97	7,07
SiO ₂	43,09	49,66	42,45	52,49	54,65
ZnO	8,19	8,90	5,67	5,54	5,71
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

*приведено к безводному составу

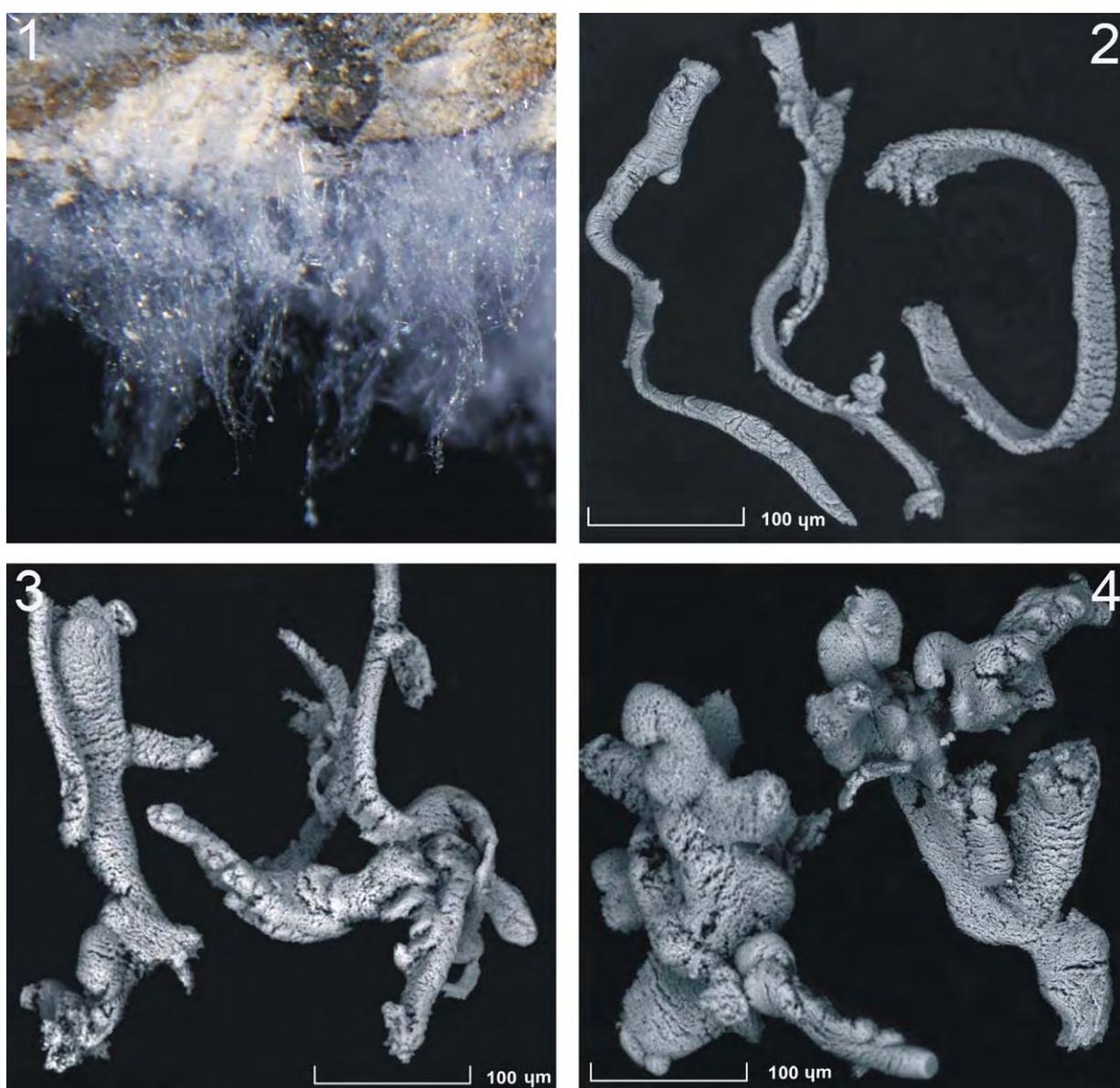


Рис. 24. Общие виды агрегатов и субиндивидов мирабилита, сформировавшихся на стенах: 1 – игольчатый агрегат, растущий с подложки в естественных условиях, 2-4 – субиндивиды мирабилита под микроскопом.

Fig. 24. General view of aggregates and individuals of mirabilite formed on the walls: 1 – the needle-shaped aggregate, growing from the substrate in vivo, 2-4 – individuals of mirabilite (SEM picture).

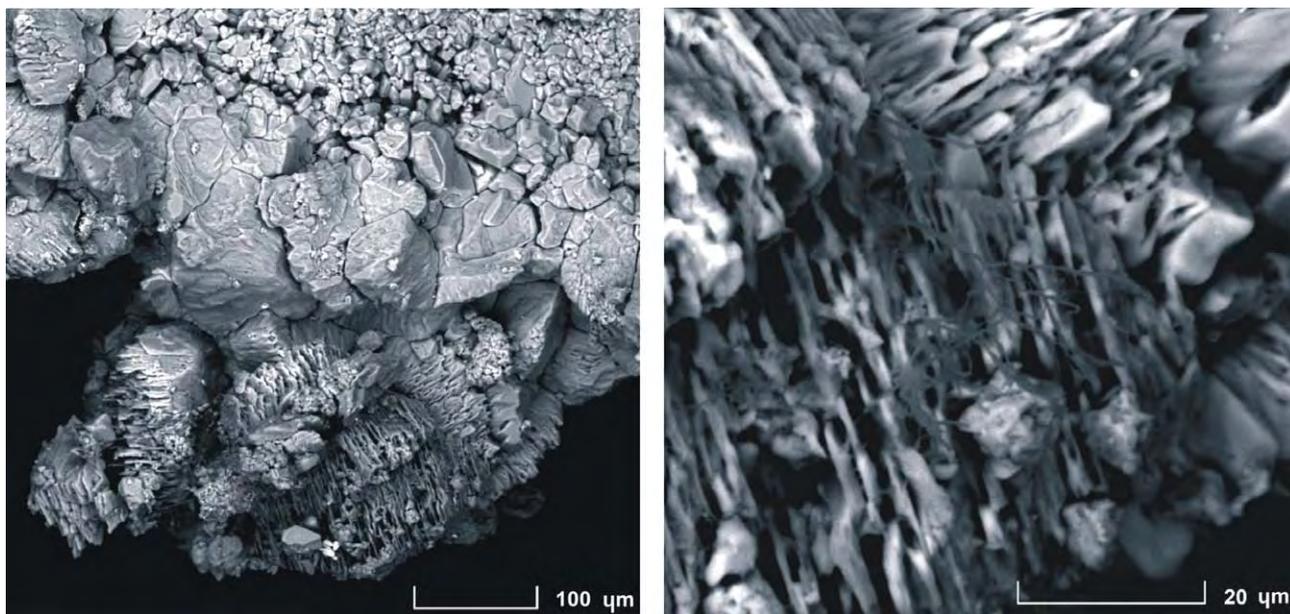


Рис. 25. Фрагмент поверхности гипсовой стенки в гроте Смелых под микроскопом: слева – элементы зональности (сверху вниз: первичный гипс, перекристаллизованный, корродированный), справа – грибной мицелий (?) на фоне корродированной поверхности.

Fig. 25. Fragment of gypsum wall surface in the Brave's Grotto under SEM: left - zoning elements (from top to bottom: the primary gypsum, recrystallized gypsum, corroded gypsum), right - mushroom mycelium (?) on the background of corroded surface.

тонкая водная пленка. Она периодически появляется в этой переходной - между холодной и теплыми частями пещеры – зоне и имеет конденсационную природу. В сезонно появляющейся пленке происходит растворение гипса с выщелачиванием из него подвижных компонентов - Ca^{2+} , Na^+ , $(\text{SO}_4)^{2-}$ $(\text{BO}_3)^{3-}$ и накоплением нерастворимого остатка (цинкового алюмосиликата).

Морфологическое различие кристаллов описанных минеральных ассоциаций отражает, скорее всего, различные фациальные обстановки минералообразования. Игольчатая форма выделений мирабилита на участках с застойным воздухообменом обусловлена, вероятно, относительно стабильными условиями роста. Мирабилитовые же «ковры» и «бороды», состоящие из искривленных и расщепленных субиндивидов, могут формироваться в менее равновесных условиях, связанных с более интенсивным движением воздуха и разной влажностью его сезонных порций. Последняя предопределяет условия формирования и испарения водной пленки и, соответственно, происходящих в ней процессов (коррозия, перекристаллизация, кристаллизация новых минералов, их высыхание и преобразование – в тенардит, например и т.д.). Источником бора, натрия и цинка являются эвапоритовые образования – иренские доломиты и гипсы, в которых отмеченные элементы присутствуют в геохимически значимых количествах.

Минеральные образования нейтральной зоны

В нейтральную зону с практически постоянными температурами (около 5°C) попадают заповедная часть пещеры и гроты экскурсионной части: Атлантида, Колизей, Метеорный, Коралловый, Центральный, Эфирный, Дружбы Народов, Хлебниковых,

Романтиков, Длинный. Условия минералообразования в ней определяются постоянством микроклиматических параметров (температуры и влажности воздуха), положительными температурами, высокой относительной влажностью воздуха (100%), развитием конденсационных процессов. Отсутствие отрицательных температур в настоящее время исключает здесь криогенное минералообразование. Однако литологическое разнообразие пород (карбонатные – известняк, доломит, сульфатные – гипс, ангидрит) и содержащихся в них примесей, наличие влаги (подземных вод, конденсационной, инфильтрационной) и высокое (иногда более 2,0-2,5 г/л) содержание в ней растворенных веществ способствуют процессам «теплого» минералообразования.

Наиболее масштабно в этой зоне протекают процессы гидратации ангидрита, сопровождающиеся (кроме механических изменений) образованием водосодержащих сульфатных минералов (гипс, ярозит) и кальцита. Они происходят вследствие диффузионного проникновения конденсационной влаги в породу, а также при циркуляции вод по трещинам в ангидритах. Минералообразование (преобразование) имеет место на границах порода-осадок, порода-вода и порода-воздух. Наиболее распространенными вторичными образованиями являются гипсовые коры, выцветы ярозита, разнообразные индивиды и агрегаты гипса (кораллиты, кристаллы, друзы, «розы») и кальцита (пленки, карнизы, натечные коры).

Гидратация ангидрита, сопровождающаяся некоторым увеличением объема исходной породы, приводит к формированию пластических деформаций, расслоению пород и образованию трещин. Гидратируясь и увеличиваясь в объеме, слой

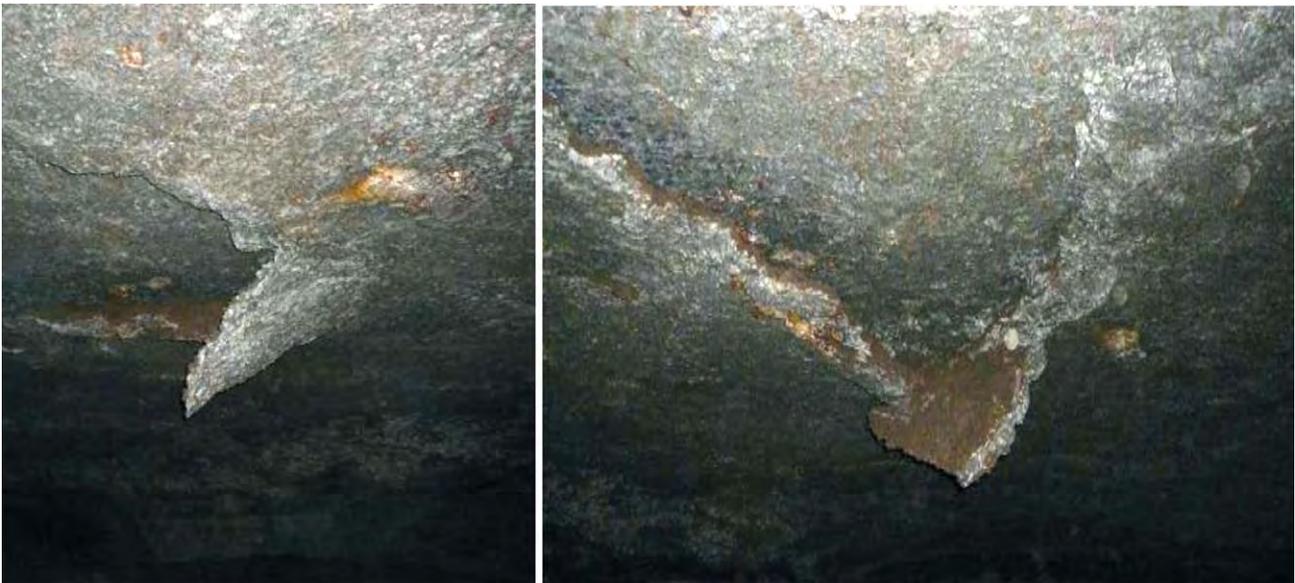


Рис. 26. Отслоение сульфатной породы в кровле пещеры, обусловленное взаимодействием ангидрита с конденсационной влагой (гидратация ангидрита). Грот Грязный.

Fig. 26. Exfoliation of sulfate rock in the roof of the cave due to interaction of anhydrite with condensing moisture (hydration). The Dirty Grotto.

ангидрита в сводах залов отслаиваются по трещинам напластования и провисают (рис. 26). Величина провисания может достигать 1 м (грот Длинный). Между расслаивающимися пластами образуются «плоские» пустоты, названные В.С. Лукиным «полостями расслоения». Одна из таких полостей существовала до 60-х гг. XX века в гроте Великан. Обрушившийся пласт породы, имел размеры 20 x10 и толщину 1-2 м.

Кроме гидратации ангидрита существенное минералогическое значение в этой зоне имеют также процессы перекристаллизации гипса с образованием кристаллических вторичных агрегатов, протекающие вдоль линейных зон инфильтрации вод (трещин разного происхождения). На участках просачивания в трещины сульфатно-железистых растворов, на их поверхности образуются ярозит-гидрогетитовые выцветы (рис. 27). Иногда из конденсационных и инфильтрационных растворов на поверхности стенок формируются гипсовые кораллиты (рис. 28).

Интересным видом минеральных образований, встречаемых в этой микроклиматической зоне, являются игольчато-призматические кристаллы гипса (рис. 29, 30). Они встречены в гротах Бирюзовое Озеро, Длинный, Географов, Грозный, Перепутье, Переслегина, Вышка II, Великан. В гроте Географов кристаллические индивиды гипса достигают длины 4 см. В этом гроте отмечены многочисленные трещины отслоения, стены которых покрыты щетками гипсовых кристаллов (как отдельными индивидами, так и двойниковыми кристаллами). Многие индивиды несут на себе следы пластических деформаций. Они заметны в морфологии кристаллов, на них указывают полосы трансляционного скольжения.

Предполагается, что кристаллосодержащие полости в процессе своего формирования (отслоения и дальнейшего раскрытия) заполнялись конденсационной или инфильтрационной влагой, под



Рис. 27. Ярозит-гидрогетитовые выцветы на стенке субвертикальной трещины. Грот Грязный.

Fig. 27. Jarosite-hydrogoethite formations on the wall of subvertical crack. The Dirty Grotto.



Рис. 28. Гипсовые кораллиты, формирующиеся на поверхности пещерных стен из конденсационных и инфильтрационных растворов. Грот Колизей.
 Fig. 28. Gypsum corallites forming on the surface of cave walls from condensation and infiltration solutes. The Colosseum Grotto.



Рис. 29. Столбчатые и игольчатые кристаллы гипса в трещине между слоями ангидрита в гроте Географов.
 Fig. 29. Columnar and needle-like gypsum crystals in the crack between anhydrite layers in the Geographer's Grotto.

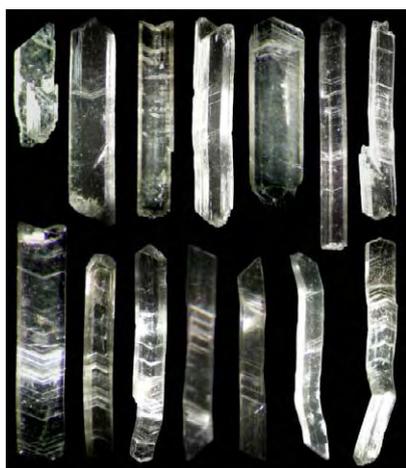


Рис. 30. Искривленные кристаллы гипса с полосами трансляционного скольжения. Грот Географов.
 Fig. 30. Curved gypsum crystals with strips of translational slip. The Geographer's Grotto.

действием которой и происходила кристаллизация гипса. Наблюдаемые деформации кристаллов дают основание полагать, что их рост происходил во многом сингенетично с прогрессирующей гидратацией ангидрита и изменением объема полостей, что и вызвало искажение их формы.

На контакте глинистых отложений и гипса происходит образование щеток и различных агрегатов (рис. 31). Отмечены также гипсовые «розы», расщепленные индивиды и блочные кристаллы, нередко покрытые игольчатыми субиндивидами. Их образование связывается со спецификой роста в водонасыщенных глинах.

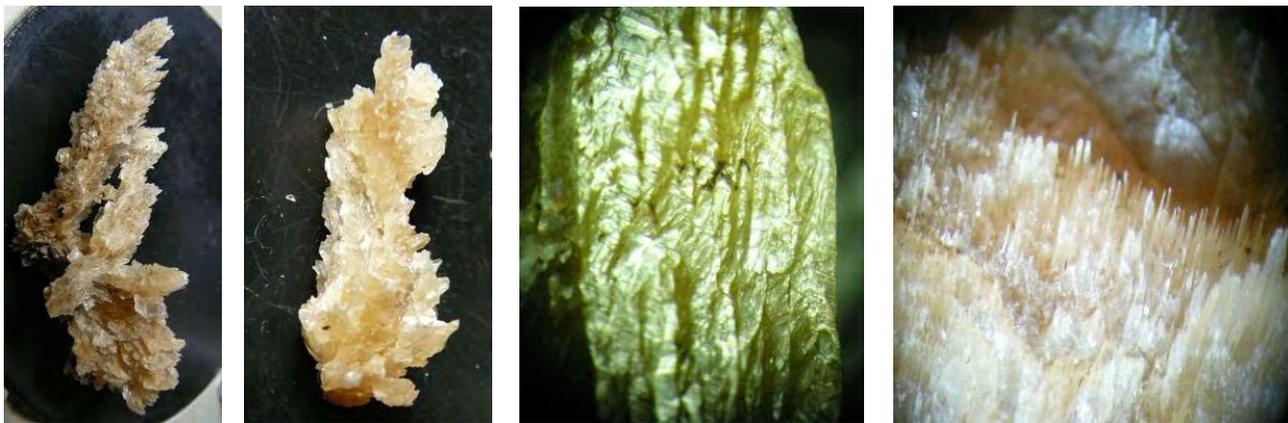


Рис. 31. Отдельные расщепленные индивиды гипса, выросшие в глине в гроте Грязный и детали их строения (блочность и игольчатая поверхность).

Fig. 31. Split individual gypsum aggregates grew out of clay in the Dirty Grotto with details of their structure (blocking and needle surface).



Рис. 32. Кальцитовые пленки на поверхности Бирюзового озера.

Fig. 32. Calcite films on the water surface of cave lake. The Turquoise Lake.



Рис. 33. Трубоччатые образования в гроте Длинном (Фото П. Сивинских).

Fig. 33. Tubular formations in the Long Grotto (Photo by P. Sivinskih).

Особенной средой минералообразования в зоне является контакт «воздух-вода» (подземная атмосфера-подземные озера). На поверхности подземных озер время от времени фиксируется образование кальцитовых пленки (рис. 32).

Первые описания кальцитовых пленки на поверхности озер в Кунгурской Ледяной пещере дал Е.П. Дорофеев (1966). В журнале наблюдений он фиксировал данные о наличии и характере пленок на разных озерах на протяжении 10 лет (более 800 записей). Сведений же о минералогическом составе пленок, к сожалению, имеется немного. Микроскопические исследования показали (Молоштанова, 1999), что пленки образованы двумя генерациями кальцита: кристаллы первой генерации служат «затравками» и имеют хорошо образованные грани длиной 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.

В прибрежной части озер пленки имеют доломитово-кальцитовый состав с примесью ангидрита, гипса и глинисто-терригенного материала (10-30%). Их карбонатная часть состоит из тонкозернистых агрегатов с преобладанием кристаллов ромбоэдрической, тригонально-призматической и реже скаленоэдрической формы размером 0,03-0,05 мм. Гипс представлен игольчатыми и пластинчатыми кристаллами, ангидрит изометричными зернами величиной до 0,01 мм. Агрегаты гипса и ангидрита часто содержат в значительном количестве глинисто-алевритовую примесь, в составе которой установлены кварц, плагиоклаз, микроклин, смектит, иллит, каолинит. Понятно, что примеси эти имеют аллохтонное происхождение, т.е. осадились на поверхности воды воздушным (аэрозоли, пыль) путем.

В 2005 году, на дне обмелевшего озера в гроте Длинном были обнаружены необычные трубочки (рис. 33). Эти образования формировали минеральный куст и росли вверх за счет питания поровыми растворами на поверхности разрушенного, частично



Рис. 34. Кальцитовые «карнизы» и корки на неровной гипсовой стенке. Грот Грязный.
Fig. 34. Calcite «cornices» and crusts on uneven gypsum wall. The Dirty Grotto.

дезинтегрированного обломка гипсовой породы, покрытого тонким слоем красно-коричневой глины. Отдельные трубочки достигали в высоту 4 см. Происхождение этих минеральных фаз связывается с падением уровня подземного озера, покрытого карбонатной пленкой, на участке, прогреваемом лучами электрического прожектора. Кальцитовые пленки находились на поверхности озера, но после того как уровень воды упал, эти пленки оказались на глине. В прогреваемом пространстве у прожектора кальцитовые пленки в глине стали перекристаллизовываться, и за счет конвекции минеральных растворов через поры в глинистом слое расти вверх. Таким образом, прогрев обусловил конвекционное перемещение минерализованных растворов вверх, что и привело к формированию минерального арагонитового куста. Если приведенное объяснение верно, оно может служить хорошей иллюстрацией минералогических следствий техногенно-спровоцированных локальных изменений пещерного климата.

Карбонатные новообразования в виде кальцитовых «карнизов», представляющих собой еще один тип минеральных новообразований нейтральной зоны, встречается на крутонаклонных стенах ходов (рис. 34). Их образование связывается с дегазацией в «теплых» условиях подземелья инфильтрационных вод, насыщенных гидрокарбонатами, приводящей к нарушению карбонатного равновесия и осаждению кальцита.

ФОРМИРОВАНИЕ КРИОМИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Образование гипсовой муки

Данные наблюдений о механизме формирования подземных наледей в пещерах, с одной стороны, и морфологические признаки кристаллических агрегатов гипсовой муки – с другой, позволяют предложить следующую схему формирования этого оригинального типа пещерных новообразований (рис. 35).

Начальным звеном всей цепочки является просачивание атмосферных и грунтовых вод через гипсо-ангидритовый массив (инфильтрация), а также привнос влажного воздуха и паводковой воды. На этой стадии (рис. 35-1) слабоминерализованные (менее 300-500 мг/л) агрессивные воды интенсивно растворяют сульфатные породы, насыщаясь при этом до 800-1900 мг/л и приобретая выраженный сульфатно-кальциевый характер. Несмотря на высокую минерализацию, инфильтрационные воды остаются ненасыщенными по отношению к гипсу.

На участке пещеры воды поступают в подземные залы и коридоры, капая из трещин в их сводах. В привходовой (холодной) части пещеры – с подземными наледями – воды поступают на их поверхность и охлаждаются. Замерзая, они слой за слоем наращивают толщину пещерных ледничков. Особенно активно процессы накопления льда происходят в холодное время года, когда пещера существенно охлаждается, а доступ влаги к ледникам сохраняется за счет «теплых» минерализованных (незамерзающих) грунтовых вод, содержащихся в верхних горизонтах гипсового массива (рис. 35-2).

Замерзание минерализованных вод происходит не мгновенно (в т.ч. из-за высокого содержания растворенных солей), а сравнительно постепенно. Процесс кристаллизации льда сопровождается повышением концентрации солей в остаточном растворе. В нем и происходит кристаллизация гипса (рис. 35-3), а затем кальцита и целестина. При кристаллизации кальцита важную роль играет, по-видимому, дегазация раствора (потеря CO_2), уменьшающая его карбонатную емкость.

Таким образом, в процессе замерзания сульфатно-кальциевых карстовых вод из остаточных высококонцентрированных растворов кристаллизуются гипс, кальцит и целестин (крио-кристаллизационная стадия). В кристаллическом виде частицы этих минералов могут сохраняться во льду на протяжении неопределенно долгого времени. Трудно сказать что-либо о морфологических изменениях кристаллов на протяжении времени их нахождения во льду. Возможно таковые имеют место, поскольку подземные льды испытывают непрерывное воздействие ряда динамических факторов (изменения температуры среды, массы ледничка и др.), инициирующих перекристаллизацию.

Освобождение минеральных частиц из ледяного «плена» и их накопление происходит, главным образом, при испарении подземных льдов (эвапорационная стадия). В холодное время, вследствие различий влажности пещерного (более влажного) и наружного (более холодного и сухого) воздуха, лед испаряется, а кристаллы гипса остаются на его поверхности в виде мучнистого порошка (рис. 35-4).

По мере накопления порошок осыпается, скапливаясь в ледяных нишах и образуя у основания наледей скопления гипсовой муки (рис. 35-5, рис. 36). В меньшей мере, этот процесс может иметь место и в теплое время года – под действием тепла, приносимого воздушными потоками. Однако, при этом происходит, по-видимому, и растворение кристаллов

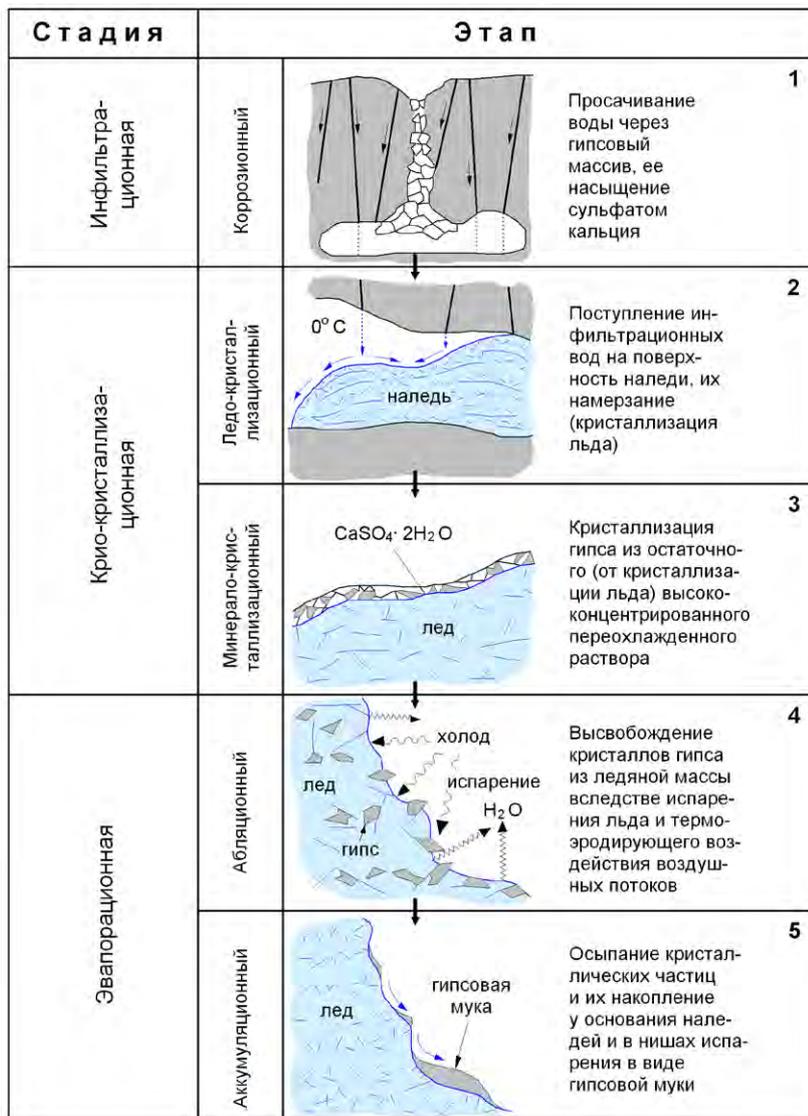


Рис. 35. Схема формирования криоминеральных мучнистых отложений у подножья подземных наледей в Кунгурской Ледяной пещере (Андрейчук, Галускин, 2001; рисунки, отражающие стадии, разномасштабны).
 Fig. 35. Scheme of cryomineral mealy sediments formation at the foot of cave nalgleds in Kungur Ice Cave (Andreychouk, Galuskin, 2001; figures reflecting the stages are given in different scale).



Рис. 36. Скопления гипсовой муки на многолетнем льду.
 Fig. 36. Congestions of gypsum flour on many-years layered ice.

гипса. Поэтому основная масса минеральных новообразований формируется в пещере в холодное время года.

Таким образом, криогенные кристаллы гипса, кальцита и целестина, образующие гипсовую муку, формируются из пересыщенных пленочных растворов на поверхности пещерных льдов. Пересыщение раствора происходит, главным образом, вследствие замерзания воды, поэтому процессы кристаллизации воды и веществ, содержащихся в водном растворе, сингенетичны или последовательно-сингенетичны. Естественно, кристаллизационные процессы имеют место (или наиболее активны) в холодное время года, главным образом, в конце осени – начале зимы.

В случае сезонных льдов (сталактиты, сталагмты, покровы и т.д.) гипсовая мука практически не накапливается, а претерпевает изменения. Весной начинается таяние сезонных льдов и в это время ледяные сталактиты и сталагмиты часто «белеют», становятся слабопрозрачными, мука проступает на их поверхности. К лету, на месте растаявшего ледяного сталагмита обычно остается только светлое мучнистое пятно. Оно размывается капяющей влагой, паводковыми водами, а остатки криоминерального порошка разносятся воздушными потоками. В случае же концентрации криогенного материала (в углублениях, например), его увлажнения и т.д. начинается его этапная перекристаллизация.

Преобразование криогенной гипсовой муки

Преобразование гипсовой муки предполагает ее увлажнение, частичное растворение и последующую перекристаллизацию материала, протекающую согласно физическим законам и химическим правилам в направлении укрупнения агрегатов, т.е. энергетически более выгодного состояния. Как отмечалось выше, процессы перекристаллизации характерны для переходной зоны, где наблюдаются смена микроклиматических режимов (холодного и теплого) и связанные с ними процессы замерзания влаги и таяния ледяных образований. Именно в этой зоне распространены разного рода (и

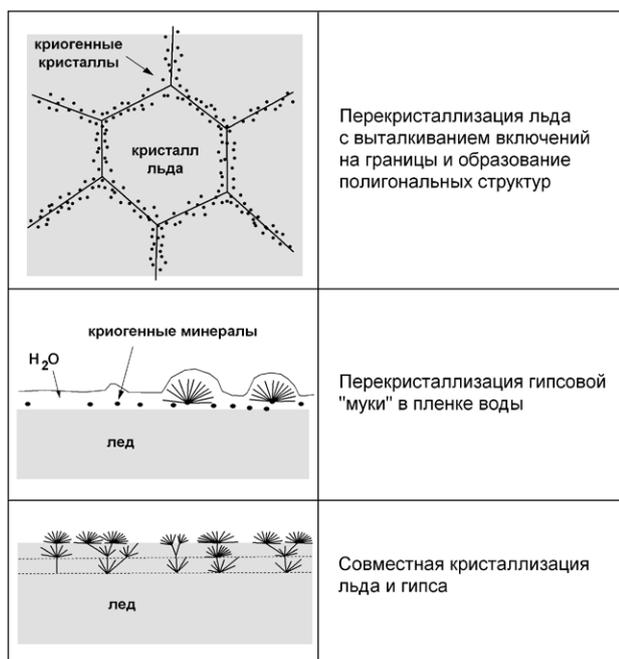


Рис. 37. Различные случаи эпигенетической трансформации льда и криогенной минерализации.
Fig. 37. Various cases of epigenetic transformation of ice and cryogenic minerals.

вида) минеральные новообразования, связанные с перекристаллизацией увлажненной гипсовой муки (рис. 37). Некоторые из них были описаны выше.

Морфология кристаллических новообразований, для которых исходным веществом являлась криогенная гипсовая мука, может быть очень разнообразной. Этому способствуют смена циклов увлажнения, термические переходы через 0°C, непостоянство микроклиматических условий в переходной зоне и другие обстоятельства. Время также играет существенную роль: чем дольше материал пребывает в изменчивых условиях, тем сложнее его морфология, тем больше генераций роста и зон наблюдается в строении кристаллических агрегатов и тем сложнее объяснить однозначно механизм их формирования. Ситуацию осложняет и факт противоположной направленности некоторых процессов (растворение-кристаллизация), имеющих место в разные сезоны пещерного климатического года. Все это затрудняет однозначную интерпретацию формирования тех или иных, «вторичных» по отношению к криоматериалу, кристаллических образований. Нужны дополнительные наблюдения, а еще лучше – экспериментальные исследования (моделируемые условия). Пока же отметим на эмпирическом уровне, что в переходной зоне трудно найти примеры образований, которые можно было бы связывать с теми или иными механизмами их формирования «в чистом виде». Можно предполагать, что таковыми могут быть, прежде всего, рекристаллизационный «теплый», предполагающий перекристаллизацию гипсовой муки в теплое время года (наращивание кристаллов), новокристаллизационный – из насыщенного сульфатом кальция

раствора (в случае полного растворения кристаллов или не-криогенного гипса), а также режеляционный, имеющий место как в переходной зоне, так и в зоне постоянных отрицательных температур и связанный с температурными колебаниями, сопровождаемыми перекристаллизацией как льда, так и гипсового материала³. Между отмеченными «механизмами» существуют генетические, пространственные, эволюционно-динамические и т.д. отношения, предопределяющие морфологическое разнообразие агрегатов и усложняющие их генетическую интерпретацию. В первом приближении можно предложить упрощенную морфогенетическую модель взаимоотношений и эволюции криогенных образований пещеры, которая представлена на рис. 38.

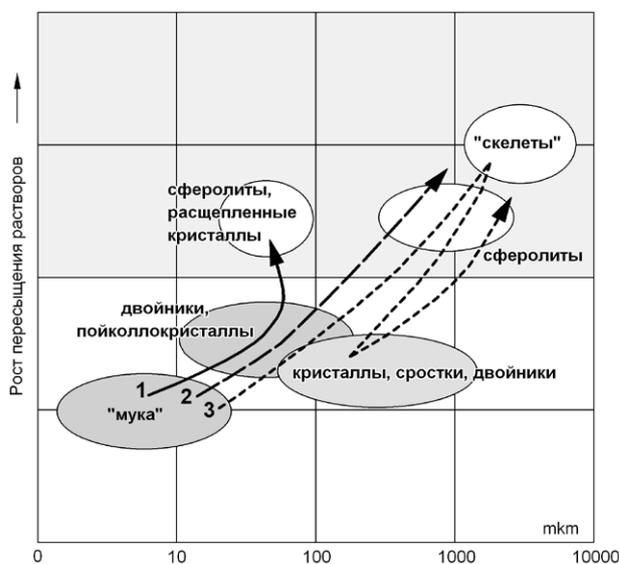


Рис. 38. Модель эволюции криогенных образований гипса в Кунгурской пещере. Тренды: 1 – вымораживания (собственно криогенный); 2 – перекристаллизации увлажненной муки; 3 – перекристаллизации как льда так и гипсового материала в условиях многолетних температурных колебаний.
Fig. 38. Model of evolution of cryogenic gypsum formations in Kungur Ice Cave. Trends: 1 – freezing (actually cryogenic) 2 – recrystallization of moistened flour, 3 – recrystallization of both ice and gypsum material of flour in temperature fluctuation conditions.

Образование сезонных (эфемерных) сульфатных минералов

Как было отмечено выше, такие минералы как гипс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мирабилит ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), блёдит ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) и тенардит (Na_2SO_4) встречаются в переходной микроклиматической зоне пещеры в виде т.н. «гипсового мха», «гипсового пуха» и др. Отмечалось также, что в формировании подобных (нитевидных, игольчатых, волосных, трубчатых и т.д.)

³Перекристаллизация самого льда – как реакция на изменение термических условий (явление это характерно также для зоны с постоянно отрицательными температурами) – также может влиять на морфологию гипсовых кристалликов, заключенных во льду.

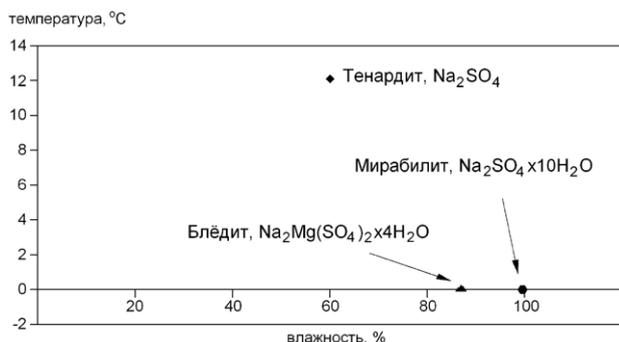


Рис. 39. Зависимость образования эфемерных минералов от температуры и влажности пещерного воздуха (поровых растворов).
 Fig. 39. Dependence of formation of ephemeral minerals from the temperature and humidity of the cave air (pore solutions).

кристаллов большое значение имеет пористая подложка, содержащая поровый раствор и питающая растущие кристаллы. Интерес же вызывает факт сезонного изменения фаз образующихся минералов, в частности, зимнего образования бледита, и летнего – на том же месте – мирабилита.

По нашему мнению, сезонные различия минералообразования связаны с изменениями температуры и влажности воздуха в теплый и холодный периоды. С этими параметрами связаны условия и степень насыщения поровых растворов, из которых растут кристаллы. Уменьшение влажности воздуха (и уменьшение конденсации) ведет за собой повышение концентрации солей в поровом растворе, что предполагает формирование маловодной сульфатной фазы (бледита), а ее увеличение – его разбавление, способствующее формированию фаз с большим количеством молекул воды (мирабилит, рис. 39). Сезонные колебания температуры-влажности воздуха в этой части пещеры обусловлены особенностями воздухообмена.

Выводы о влиянии температуры и конденсационной влаги на образование эфемерных минералов подтверждаются наблюдениями за их образованием в гротах Геологов и Смелых, в частности, во время холодной зимы 2004 г. С продвижением переходной микроклиматической зоны вглубь пещеры, места образования «пушистых» кристаллов также перемещались. Растущие пушистые

образования мирабилита, длиной 15-25 мм, были зафиксированы в проходе из грота Колизей в грот Смелых. В образовании эфемерных минералов, кроме температурного режима, важное значение имеет движение воздуха, от которого зависит увлажнение стен и сводов. Наибольшее количество минеральных образований в гроте Смелых наблюдается в зимний период – при наибольших скоростях воздушного потока вглубь пещеры.

Таким образом, в пещере наблюдается выраженная зональность минерало-образования, контролируемая параметрами подземного климата и его погодными режимами (рис. 40). Особенностью минералообразования в пещере является значительная роль подземного холода, который удерживается пещерой, и который является здесь одним из главных факторов минералогенеза. Типологическое (минералогическое) разнообразие

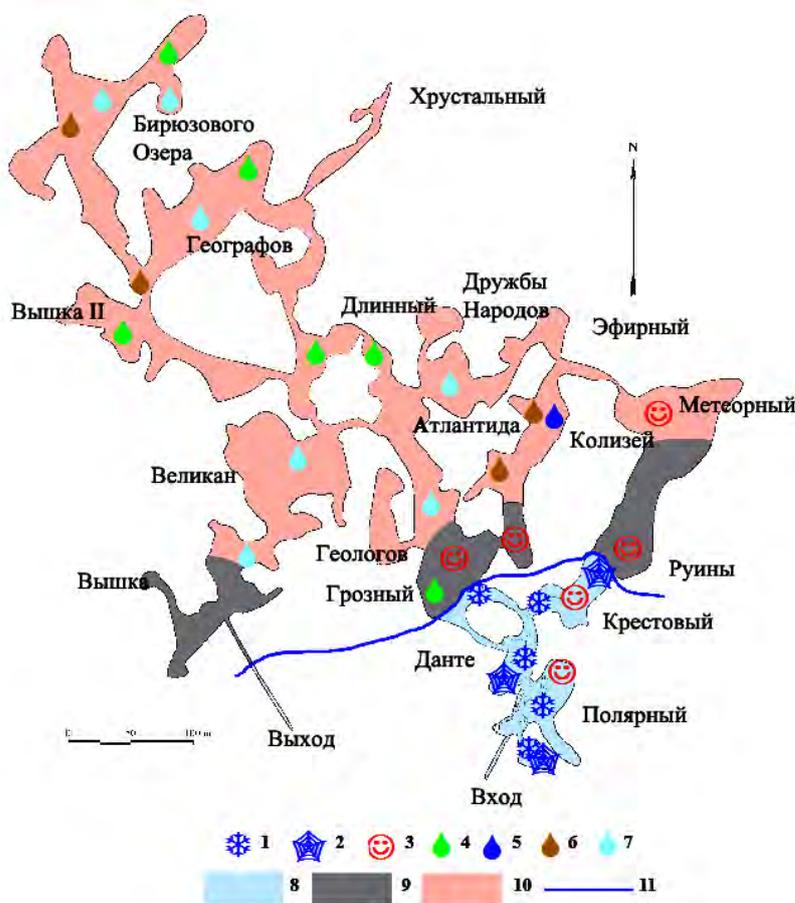


Рис. 40. Распределение современных минеральных образований в Кунгурской Ледяной пещере: 1 – криогенных; 2 – криогенно-перекристаллизованных; 3 – экструзивных; 4-7 – кристаллизующихся из водных растворов (4 – в ванночках, 5 – из стекающей пленки, 6 – в глинистом субстрате, 7 – за счет аэрации водных растворов). Микроклиматические зоны: 8 – зона постоянных отрицательных температур, 9 – переходная зона, 10 – нейтральная зона с практически постоянными температурами, 11 – граница многолетнего оледенения.

Fig. 40. Distribution of modern mineral formations in Kungur Ice Cave: 1 – cryogenic; 2 – cryogenic-recrystallized; 3 – extrusive; 4-7 – crystallized from water solutions (4 – in basins, 5 – from flowing water films, 6 – in a clay substrate, 7 – due to aeration of solutions). Microclimatic zones: 8 – zone of permanent negative temperature, 9 – transitional zone, 10 – neutral zone without temperature fluctuations, 11 – boundary of perennial glaciation.

формирующихся в пещере минералов, а также их морфогенетические вариации в большинстве случаев вызываются микроклиматическими причинами.

В этом отношении пещера представляет собой уникальный полигон для криоминералогических исследований, а также изучения зависимости минералообразования от условий среды. Быстрое растворение и кристаллизация минеральных фаз в пещере происходит благодаря свойствам эвапоритовой толщи, сложенной преимущественно легкорастворимыми сульфатными минералами. В случае карбонатных пещер следует ожидать существенно меньшего разнообразия криоминералов, но, может быть, большего многообразия минеральных фаз их нахождения (особенно в случае карбонатных минералов).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сформированная в сульфатном массиве пещера характеризуется весьма специфическим комплексом минеральных образований, обусловленных как составом вмещающих пород, так и характером взаимодействия ее воздушной, водной и различных твердых (полу- и проникаемых) сред. Формы нахождения воды (конденсатная пленка, ванночки, водонасыщенные глины, подземные озера) и льда (сезонные и многолетние), характер движения воздуха, тепловой и влажностный режим (в т.ч. наличие техногенных источников тепла) определяют многообразие микрофациальных обстановок роста и преобразования минеральных объектов и обуславливают значительные вариации кристалло-морфологических особенностей пещерных минералов.

Разнообразие фациальных и микрофациальных обстановок минералообразования в пещере, в том числе криогенного, контролируется, прежде всего микроклиматическими факторами и хорошо увязывается с зональностью условий пещерного климата. Обнаруживается отчетливая связь процессов минералообразования и видового «спектра» формирующихся минералов с холодной, переходной и теплой микроклиматическими зонами пещеры. Каждая из зон, таким образом, характеризуется своим закономерным набором минеральных видов.

Криогенное минералообразование в «чистом виде» связано с холодной привходовой зоной пещеры, где формируются и сохраняются на протяжении длительного времени пещерные льды. Эта зона является криохимической «фабрикой», где происходит вымораживание из растворов содержащегося в них минерального компонента (минеральной муки) и его накопление в практически неизменном дисперсном виде у многолетних ледяных тел (мучнистые криоминеральные отложения). В переходной микроклиматической зоне, с неустойчивым, сезонно меняющимся микроклиматом и переходами температуры через ноль, картина криогенного минералообразования существенно усложняется. В холодное время года здесь имеет место, как и в холодной зоне, вымораживание минералов из растворов, в теплое же, когда ледяные образования подтаивают или вовсе стаивают, криогенный материал –

в условиях высокой влажности воздуха и положительных температур – перекристаллизовывается (в водных пленках или вследствие контакта со 100%-влажным воздухом), образуя большое количество разнообразных агрегатов. При этом имеет место также вовлечение в процесс минералообразования микроэлементов, содержащихся в карстующихся породах и извлекаемых из них процессами растворения. По этой причине переходная зона характеризуется наибольшим разнообразием минеральных видов и агрегатов, как криогенных, так и в разной степени производных от них. В теплой зоне криогенные минеральные образования отсутствуют. Здесь преобладают деструктивные процессы (растворение, выщелачивание), а минералообразование связано почти исключительно с обстановками перенасыщения водных растворов и кристаллизацией «излишка» (минеральные пленки и т.д.).

Криогенные минералы, образующиеся в пещере благодаря процессам замерзания поступающей влаги, а также формы их перекристаллизации, связанные с сезонным подтаиванием ледяных тел, весьма разнообразны. Большинство изученных микрокристаллических образований криогенной муки, несмотря на их «ошеломляющее» морфологическое разнообразие, подчиняется и отражает хорошо известные законы строения и роста гипса как минерала. Вместе с тем, имеются и труднообъяснимые с кристаллогенетической точки зрения факты, например, сложное каркасное строение кристаллов (проба из Грота Первого). Их еще предстоит выявить.

Таким образом, пещера является уникальной природной лабораторией, в которой можно наблюдать и изучать различные процессы современного минералообразования и, прежде всего, редкого криогенного. Настоящая работа является итогом всего лишь первого, начального этапа исследований, констатирующего факт криогенного минералообразования в пещере и его разноаспектность. Впереди – детальные минералогические, геохимические, изотопные, кристаллографические, лабораторные и экспериментальные исследования, которые позволят уточнить и изучить в деталях как механизмы криогенного минералообразования, так и кристаллографические особенности криогенных минералов, а также условия контролирующие их рост и преобразование.

Описывая минералы ледяной пещеры, а также климатические условия, контролирующие их образование, настоящая работа вписывается в новый раздел минералогии пещер, который может быть условно назван «климатической минералогией пещер».

ЛИТЕРАТУРА

- Андрейчук В.Н. Некоторые своеобразные отложения в Кунгурской пещере, связанные с ее оледенением // Минералы и отложения пещер и их практическое значение. – 1989. – С. 22-23.
- Андрейчук В., Галускин Е. Криогенные минеральные образования Кунгурской ледяной пещеры // Пещеры. – 2001. – Вып. 27-28. – С. 108-116.

- Годовиков А.А. Минералогия. - М.: Недра, 1983. - С. 550-551.
- Горбунова К.А., Молоштанова Н.Е., Максимович Н.Г. и др. Геохимически измененные породы и вторичные минеральные образования Кунгурской пещеры // Кунгурская ледяная пещера. – Пермь: Перм. ун-т., 1995. - Вып. 1. - С. 26-58.
- Горбунова К.И., Молоштанова Н.Е., Максимович Н.Г. Экзогенное минералообразование в Кунгурской пещере // Публикации Лаборатории ГТП при Естественнонаучном институте ПГУ, 2004.
- Дорофеев Е. П. Кальцитовые пленки и кристаллы гипса в Кунгурской ледяной пещере // Пещеры. - Пермь: Перм. ун-т., 1966. - Вып. 6 (7).
- Дублянский В.Н., Андрейчук В.Н, Берсенева Ю.И. и др. Химический состав льдов карстовых полостей // Инженерная геология. – Москва, 1992. - №5. - С. 119-123.
- Каракаш Н.И. Кунгурская ледяная пещера на Урале // Тр. СПб. Общ.Естествоисп. - 1905. - Т.ХХХV1, вып. 1. - С. 11-24.
- Кирьянова Е.В., Кривовичев В.Г., Гликин А.Э. Генетическая кристалломорфология кальцита (по экспериментальным и природным данным) // ЗВМО. - 1998 №6. - С.116- 123.
- Лукин В.С. Температурные аномалии в пещерах Предуралья и критический анализ теорий подземного холода // Пещеры. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1965. - Вып. 5(6). - С. 164-172.
- Мавлюдов Б.Р. Оледенение пещер Советского Союза. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Москва, 1989. - 196 с.
- Максимович Н.Г., Молоштанова Н.Е., Назарова У.В. и др. Новообразования мирабилита-тенардита в Кунгурской ледяной пещере // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Науч. чтения памяти П.Н. Чирвинского: Материалы науч. конф. / Перм. ун-т.-Пермь, 1999. - С.47-48.
- Молоштанова Н.Е. Спелеотемы Кунгурской ледяной пещеры. Геология Западного Урала на пороге XXI века: Материалы регион. науч. конф. / Пермь: Перм. ун-т., 1999. - С. 282-283.
- Молоштанова Н.Е., Максимович Н.Г., Назарова У.В. Минеральный состав отложений Кунгурской ледяной пещеры // Пещеры. - Пермь, 2001. - С.116-128.
- Назарова У.В. Спелеотемы Кунгурской Ледяной пещеры //
- Геология и полезные ископаемые Западного Урала. - Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 2002. - С. 214-218.
- Поляков И.С. Антропологические поездки в Центральную и Восточную Россию // Записки Антропологического общества. Приложение к т. 37. - СПб, 1880. - 12 с.
- Потапов С.С., Паршина Н.В., Потапов Д.С., Кадебская О.И., Сивинских П.Н., Спелеогеология (на примере Кунгурской Ледяной Пещеры) // Теория, история, философия и практика минералогии: Матер. IV международ. минералогического семина. Сыктывкар, 2006. - С. 71-74.
- Потапов С.С., Паршина Н.В., Титов А.Т., Ракин В.И., Низовский А.И., Шаврина Е.В. Кадебская О.И. Криоминеральные образования пещер Пенежья // Минералогия техногенеза-2008. Научное издание. - Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. - С 18-44.
- Пунин Ю.О., Штукенберг А.Г., Чуракова И.В., Артамонова О.И. Деформационно-ростовой механизм двойникования сульфата калия // Рост кристаллов. – Калинин, 1991. - С. 36-46.
- Фролов Н.М. Гидрогеотермия. - М.: Недра, 1968. - 315 с.
- Федоров Е.С. Заметка о Кунгурских пещерах // Материалы для геологии России. - 1883. - Т.Х1. - С.217-243.
- Чайковский И.И., Кадебская О.И. Криогенный гипс Кунгурской ледяной пещеры / Проблемы минералогии, петрографии и металлогении // Сб. науч. статей. Пермь: Перм. ун-т. 2009. – Вып. 12. - С. 85-90.
- Hill C., Forti P. Cave minerals of the world (2-nd edition). – Huntsville : NSS, 1997. - 463 p.
- Kirov G.K., Vesselinov I., Cherneva Z. Condition of formation of calcite crystals of tabular and acute rhombohedral habit. Kristall // Udn Technik. 5. -1972. - P.497-509.
- Kirov G.K., Vesselinov I., Cherneva Z. Condition of formation of calcite crystals of tabular and acute rhombohedral habit. Kristall // Udn Technik. - 1997. - №5. - P. 497-509.
- Kostov I., Kostov R. Crystal habits of minerals. Sofia: "Pensoft", 1999. - 415 с.