

Научная статья

УДК 553.24.065:551.448

doi:10.52349/0869-7892_2025_101_134-152

Ключевые слова: гидротермокарст, карстовые месторождения, уникальная минерализация, музеи в природе

Для цитирования: Ляхницкий Ю. С. Околорудные гидротермокарстовые полости // Региональная геология и металлогения. 2025. Т. 32, № 1. С. 134–152. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_134-152

Original article

UDC 553.24.065:551.448

doi:10.52349/0869-7892_2025_101_134-152

Keywords: hydrothermocarst, karst deposits, unique mineralization, open-air museums

For citation: Lyakhnitskiy Yu. S. Wallrock hydrothermocarst cavities. *Regional Geology and Metallogeny*. 2025; 32 (1): 134–152. https://doi.org/10.52349/0869-7892_2025_101_134-152



© Ю. С. Ляхницкий, 2025

Околорудные гидротермокарстовые полости

Ю. С. Ляхницкий✉

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия, yuri_lyahnitsky@karpinskyinstitute.ru✉

Аннотация. Статья посвящена описанию гидротермокарстовых полостей рудных месторождений. Они различаются по морфологии, генезису и положению в рудных полях. Наличие гидротермальных полостей является дополнительным поисковым признаком оруденения. Полости часто содержат уникальные минералогические агрегаты и могут служить ценными экскурсионно-туристическими объектами.

Wallrock hydrothermocarst cavities

Yu. S. Lyakhnitskiy✉

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia, yuri_lyahnitsky@karpinskyinstitute.ru✉

Abstract. The paper focuses on hydrothermocarst cavities of ore deposits. They differ in morphology, genesis, and location in ore fields. Hydrothermal cavities relate to an additional search sign of mineralization. Cavities often contain unique mineralogical aggregates and can serve as valuable sightseeing and tourist sites.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время накопился большой фактический материал по полостям, находящимся вблизи рудных тел в рудных полях гидротермальных месторождений. Возникновение их в основном связано с гидротермокарстовым процессом. Представляется важным обобщить эти данные и показать закономерности их формирования и положения по отношению к оруденению. В статье рассматриваются некоторые примеры гидротермокарстовых месторождений с полостями.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТЮЯ-МУЮН

Особый интерес представляет история открытия и описание первого уранового месторождения России Тюя-Муюн, располагающегося в северных предгорьях Алайского хребта, в 35 км к юго-западу от г. Ош. Здесь издавна находилась шахта с медной рудой. Местное население добывало там медь. В 1899 г. предприниматель В. А. Спечев взял в Тюя-Муюне образцы руд, которые были переданы в Горный институт Петрограда, где профессор И. А. Антипов нашел в двух образцах кальцита налеты

чешуйчатого сложения из хальколита или медного уранита, а Б. Г. Карпов аналитическим путем определил уран. В 1900 г. на заседании Петербургского минералогического общества И. А. Антипов сообщил о находке урановых минералов в Тюя-Муюне. В 1915–1916 гг. в Средней Азии продолжались экспедиционные исследования, в том числе в Тюя-Муюне под руководством академика В. И. Вернадского, посетившего месторождение еще в 1910 г.¹ Далее в 1920–1930 гг. А. Е. Ферсманом (1924, 1927 гг.) [1; 2] и А. П. Кириковым (1929 г.) [3] были сделаны классические описания уранового месторождения Тюя-Муюн в Кыргызстане. Было доказано, что «древняя выработка» в действительности представляет собой карстовую полость. Работы на этом руднике стали началом целого направления в геологии — учения о рудном карсте. К сожалению, позднее они были практически забыты при открытии новых месторождений. Новый импульс разработкам в области рудоносности карста придали успехи в области спелеологии и карстоведения уже в 1960–1970 гг. [4–7].

Гидротермокарстовые полости первого уранового месторождения России — Тюя-Муюн, находящегося в северных предгорьях Алайского хребта, известны уже давно. В 1960-х гг. Н. Н. Мозговой были описаны «продушины» — крупные полости на Тетюхинском полиметаллическом месторождении [8]. «Пещерообразные полости» описаны С. С. Смирновым на свинцово-цинковых рудниках в Забайкалье [9]. Множество полостей с эффектными друзовыми образованиями выявлены на месторождениях сурьмы, ртуты, барита и других минералов в Средней Азии, например, в Хайдаркане, на Кадамжае, а также в Китае [10–13]. Крупные полости были вскрыты в Североуральском бокситовом районе (далее — СУБР) на бокситовом месторождении Красная Шапочка [14]. Наиболее эффектные гидротермокарстовые полости с гигантскими кристаллами гипса вскрыты при проходке вентиляционной выработки на серебро-свинцово-цинковом месторождении Найка в Мексике [15]. Конечно, эти полости интересны сами по себе, но особенно тем, что они являются составной частью рудоносной гидротермокарстовой системы. Видимо, при гидротермальном процессе, приводящем к формированию специфических систем рудных тел, существуют закономерности, в соответствии с которыми часть полостей на периферии рудного поля остаются незаполненными рудным веществом или возникают после окончания рудного этапа.

Тюя-Муюнский закарстованный горстообразный массив известняков силура — нижнего карбона зажат между блоками глинистых и кремнистых сланцев, перемежающихся с битуминозными известняками, песчаниками, с пластовыми телами диабазов, базальт-кератофировых туфов и туфобрекчий. Известняки мраморизованы, местами окремнены, брекчированы, содержат «жилы», представляющие

собой карстовые извилистые ходы, местами расширяющиеся в полости различной формы и положения, отчасти или вполне заполненные минеральными образованиями в виде сталактитов, сталагмитов, натечков, корок и пр. На месторождении детально описаны крупные полости в рудной шахте и около 40 более мелких в пределах рудного поля, главная из которых — Баритовая пещера (рис. 1) [1; 10].

Главная шахта (карстовая полость) имеет сложное строение. В ее верхней части находится небольшой пологий лабиринт с Желтой пещерой — залом, имеющим длину 16 м, 8 м в ширину и 8 м в высоту. Он был преимущественно заполнен уран-ванадиевыми натечными рудами, образующими ярко-желтые сталактиты — видимо, вторичные переотложенные агрегаты первичных гидротермальных руд. Ниже начинается Зеленая пещера — вертикальная колоколообразная полость с зелеными ванадиевыми рудами. Ниже на 35 м — извилистая трубообразная шахта размером в поперечнике 3–4 м, винтообразно уходящая на глубину около 80 м от поверхности. На глубине от 140 до 220 м эти вертикальные и крутопадающие ходы и пещеры сменяются почти горизонтальными системами. Заполнение полостей имеет зональную структуру с послойным отложением различных генераций минералов (рис. 1, с). На поверхностях первичных полостей во вмещающих известняках отлагаются безрудные (экзокарстовые) натечные коры — кальцит радиально-лучистый сталактитового типа, на них — гидротермальный рудный «мрамор» крупнокристаллический, пропитанный тюямунитом по трещинам, полостям и между кристаллами; в кавернах отложены тангейт (ванадат Са и Си), реже туранит (ванадат Си); далее — барит красный листоватый с окислами железа, ближе к центру переходящий в медово-желтый прозрачный или бесцветный; в промежутках между этими баритами, отчасти во время и после отложения медового, отлагались прослойки и скопления красного кварца; ближе к центру полости — сталагмитовая кора с брекчией из обломков баритов, баритом поздней генерации и карбонатами в виде цемента брекчии, натечков мраморного оникса и сталагмитов. Самым поздним, отчасти современным образованием являются белые отложения кальцита и красноватые глины (*terra rossa*). В центре на поверхности реликтовых полостей встречаются кристаллы гипса. Иногда кольматолит состоит из барита с кальцитом, гипсом, охрами, корками железнняка, глинами. А. Е. Ферсман [1] считал, что рудное вещество проникло в экзокарстовую систему полостей с послеэоценовыми фреатическими термами, поступающими из широтных дислокаций, которые выщелачивали ванадий и уран из битуминозных линз сланцевой свиты, обогащенной этими элементами, или что «U, V, Ba и Si, а также в небольшом количестве Fe и SiO₂ внесены в карст снизу в уже готовые полости при содействии слабых термальных растворов». В восточной части Тюя-Муюнской гряды находится крупная «безрудная» Баритовая пещера и другие карстовые полости с натечным и кристаллическим баритом и сравнительно небольшими проявлениями вульфенита, церуссита, галенита, сфалерита,

¹Вернадский В. И. Краткий отчет о ходе исследования радиоактивных месторождений Российской Империи летом 1914 года. Доложено на заседании Физико-математического отделения 29 октября 1914 г.

черными марганцевыми минералами и соединениями ванадия (рис. 1, d) [10].

Баритовая пещера расположена в 650 м к юго-востоку от Главной шахты на Баритовой горе — обрывистом склоне, обращенном к ущелью. Пещера представляет собой «мешкообразную» крутую полость высотой в 60 м, стены которой покрыты крупными кристаллами барита и кальцита, часто образующими уступы и карнизы. На них наложены белые поздние кальцитовые натечные сталагмитовые образования. В ней нет рудных уран-ванадиевых минеральных парагенезисов, аналогичных отложениям Главной шахты. Это более поздние переотложенные барит-кальцитовые агрегаты.

Эволюция месторождения трактуется следующим образом [1; 2]. Карстообразование происходило в условиях верхнемеловых островов или постэоценового континентального режима. Затем в полости проникают низкотемпературные гидротермы, приносящие U, V, Cu. На третьем этапе проявляются сульфатные растворы, формирующие барит,

окисные соединения железа и осуществляющие частичное переотложение V и Cu. Далее четвертый этап характеризуется сменой термальных процессов поверхностным карстом, а в последующее время продолжается сравнительно слабое воздействие на систему экзогенного карста. Таким образом, на месторождении были сначала образованы вертикальные L-образные системы экзогенных карстовых полостей, затем началось их заполнение гидротермальным рудоносным веществом, приведшее к полной или частичной кольяматации полостей. Центральные полости были заполнены почти полностью, в то время как периферийные, например, Баритовая, — частично или в малой степени.

ДАЛЬНЕГОРСКИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Дальнегорские полиметаллические месторождения Тетюхи являются весьма показательным примером гидротермокарстовых систем. В статье Н. Н. Мозговой отмечается, что наличие полостей в рудных телах тетюхинских месторождений является их характерной особенностью (рис. 2) [8]. Еще А. Г. Бетехтин (1940 г.) в одном из докладов говорил о возможности выполнения гидротермальных полостей рудным веществом и указывал на необходимость детального исследования этих полостей, но сделано этого так и не было. Месторождения эти считались скарновыми, метасоматическими.

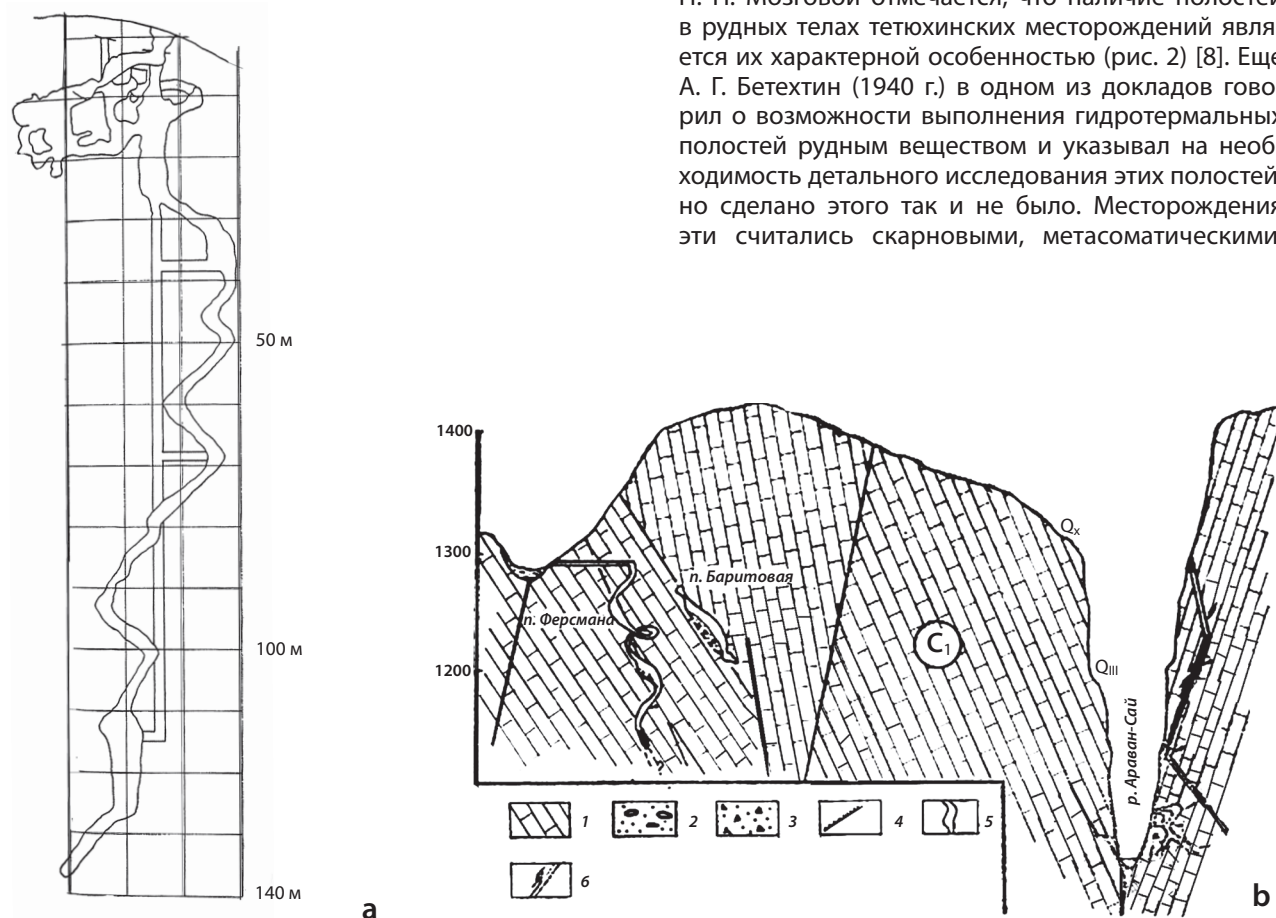


Рис. 1. Месторождение Тюя-Муюн (Киргизия)

a — проекция Главной шахты на вертикальную плоскость; **b** — разрез горы Тюя-Муюн: 1 — известняки, 2 — аллювий, 3 — карстовый заполнитель полостей, 4 — разломы, 5 — карстовые полости, 6 — горные выработки; **c** — строение рудного тела с реликтовыми полостями в центре: 1 — коренной известняк, 2 — карстовая сталагмитовая кора, 3 — шестоватая кора, 4 — первичный уранованадит, 5 — «рудный мрамор», 6 — красный барит, 7 — прозрачный и медовый барит, 8 — кора с «терра роса», 9 — поздняя кальцитовая кора с мраморным ониксом, 10 — кристаллы гипса, 11 — реликтовые полости; **d** — разрез Баритовой пещеры: 1 — аргиллиты, 2 — пропластки песчаника, 3 — кальцитовая натечная кора, 4 — глыбы кольявия, 5 — шурф

Источник: **a, b** — по [10], **c** — по [1], **d** — по [10]

Оруденение на них локализуется в карнийских известняках под осадочными и эффузивными экранящими породами и представлено галенитом, сфалеритом, пирротином, халькопиритом и другими рудными минералами в сростании с геденбергитом, которые создают радиально-лучистые сферолиты размером до 0,5 м. В геденбергитовых «сферах» встречаются сплошные прослои сульфидов. Распространены замечательные в эстетическом плане друзы. Подобное строение рудного вещества однозначно свидетельствует о его отложении в полостях при заполнении последних, росте сферолитов, а не при метасоматозе. На геденбергит-сульфидные тела накладываются низкотемпературные выделения кварца, кальцита и других поздних минералов, отмечается растворение и переотложение рудного вещества поздними гидротермами.

Продушины, представляющие собой реликтовые полости, отличаются незначительными размерами в сравнении с рудными телами, площадь которых может достигать несколько тысяч квадратных метров. Их размеры от каверн до небольших залов с объемом в десятки кубических метров. Были выделены два типа продушин. К первому относятся изолированные полости с поверхностями, образованными сферолитами геденбергита и друзовыми агрегатами кварца и кальцита. Примечательно, что полости вытянуты по восстанию рудных тел, что подтверждает их реликтовую природу — остаточное пространство гидротермокарстовых полостей, не заполненное рудным веществом. Второй тип продушин отличается большими размерами, протяженностью, уплощенностью и цепочечным строением. Иногда серии этих полостей протягиваются более чем на 50 м. Они встречаются в зонах брекчии или на них накладываются брекчирование и поздние

гидротермальные изменения. Их иногда рассекают пострудные нарушения, разбивающие друзы. Часто встречаются друзовые агрегаты, в которых сульфиды нарастают на кварц и кальцит, а также кристаллы гипса, барита и других минералов. Наблюдаются полости с плоским полом, сложенным крупнокристаллическим кальцитом с обломками геденбергита, то есть карстовые брекчии. На этом полу нарастают сферолиты розового позднего кальцита и корки дипирамидального кварца. Поздние сульфиды обеднены примесями. В целом минерализация реликтовых продушин связана с составом геденбергитового заполнителя первичных полостей. Очень интересны часто встречаемые на полу продушин полужидкие гелеобразные студенистые массы обычно бурого и темно-коричневого цвета, реже — серого и грязно-зеленого. Часть из них имела серую, белесую окраску, а при кристаллизации через 3–4 дня превращалась в корки опала. Иногда гели находились на дне обводненных полостей. Продушины иногда оказывались обводненными, и из них шли гидрокарбонатно-сульфатные воды, обычные для зоны гипергенеза района.

Надо отметить большую распространенность друзовых агрегатов, уникальных по совершенству форм и размерам кристаллов сульфидов, кварца и кальцита. Встречались скаленоэдрические кристаллы длиной до 0,5 м, «почки», натечные, колломорфные, волокнистые и чешуйчатые образования, которые совместно создают очень сложные и красивые агрегаты, знакомые нам по многочисленным музейным экспонатам (рис. 2, *c*, *d*). Встречается множество генераций минералов, отличающихся формой кристаллов, среди которых — натечные образования, например, вертикальные сталактиты. Отмечается уменьшение включений, очищение

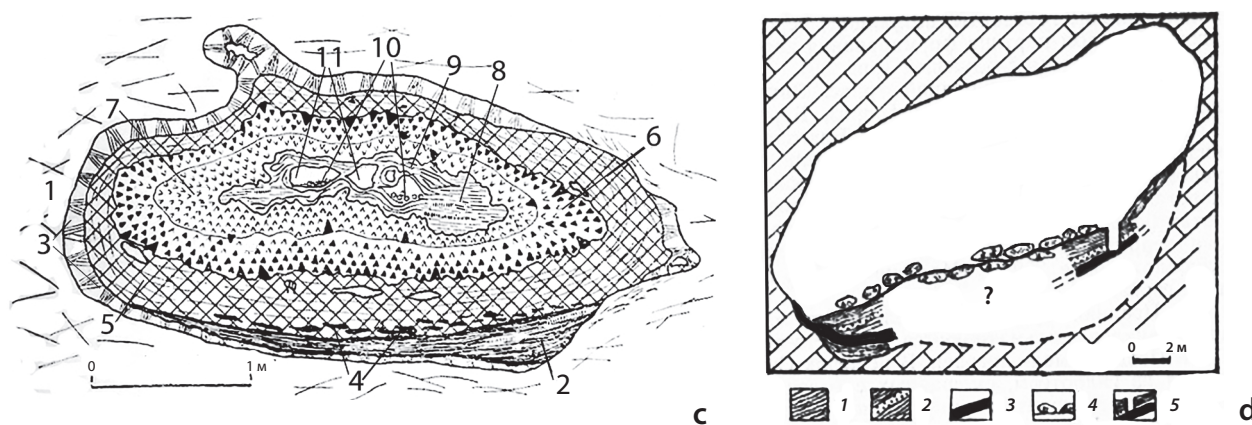


Fig. 1. Tuya-Muyun deposit (Kyrgyz Republic)

a — projection of the main mine onto a vertical plane; *b* — cross-section of the Tuya-Muyun Mountain: 1 — limestone, 2 — alluvium, 3 — karst cavity filler, 4 — faults, 5 — karst cavities, 6 — mine workings; *c* — structure of the ore body with relict cavities in the center: 1 — bedrock limestone, 2 — karst stalagmite crust, 3 — columnar crust, 4 — primary uranium vanadite, 5 — "ore marble", 6 — red barite, 7 — transparent and honey barite, 8 — crust with terra rossa, 9 — late calcite crust with marble onyx, 10 — gypsum crystals, 11 — relict cavities; *d* — Barite Cave section: 1 — argillites, 2 — sandy interbeds, 3 — calcite dripstone crust, 4 — colluvium blocks, 5 — trial pit

Source: *a*, *b* — from [10], *c* — from [1], *d* — from [10]

от примесей более поздних генераций агрегатов. Типичны явления псевдоморфизма. Все это указывает на многостадийность, длительность процесса минералообразования вплоть до изменения напорных гидротермальных условий рудообразования на вадозные низкотемпературные холодных гипергенных карстовых процессов. Температурный диапазон

минералообразования в продушинах достаточно велик и снижается с 300 до 50 °С.

К сожалению, вывод, который делает Н. Н. Мозгова [8], не соответствует ее же описаниям. Она считает, что гидротермальный карст накладывается на «скарны» и образует продушины. В действительности геденбергитовые сферолиты, слагающие

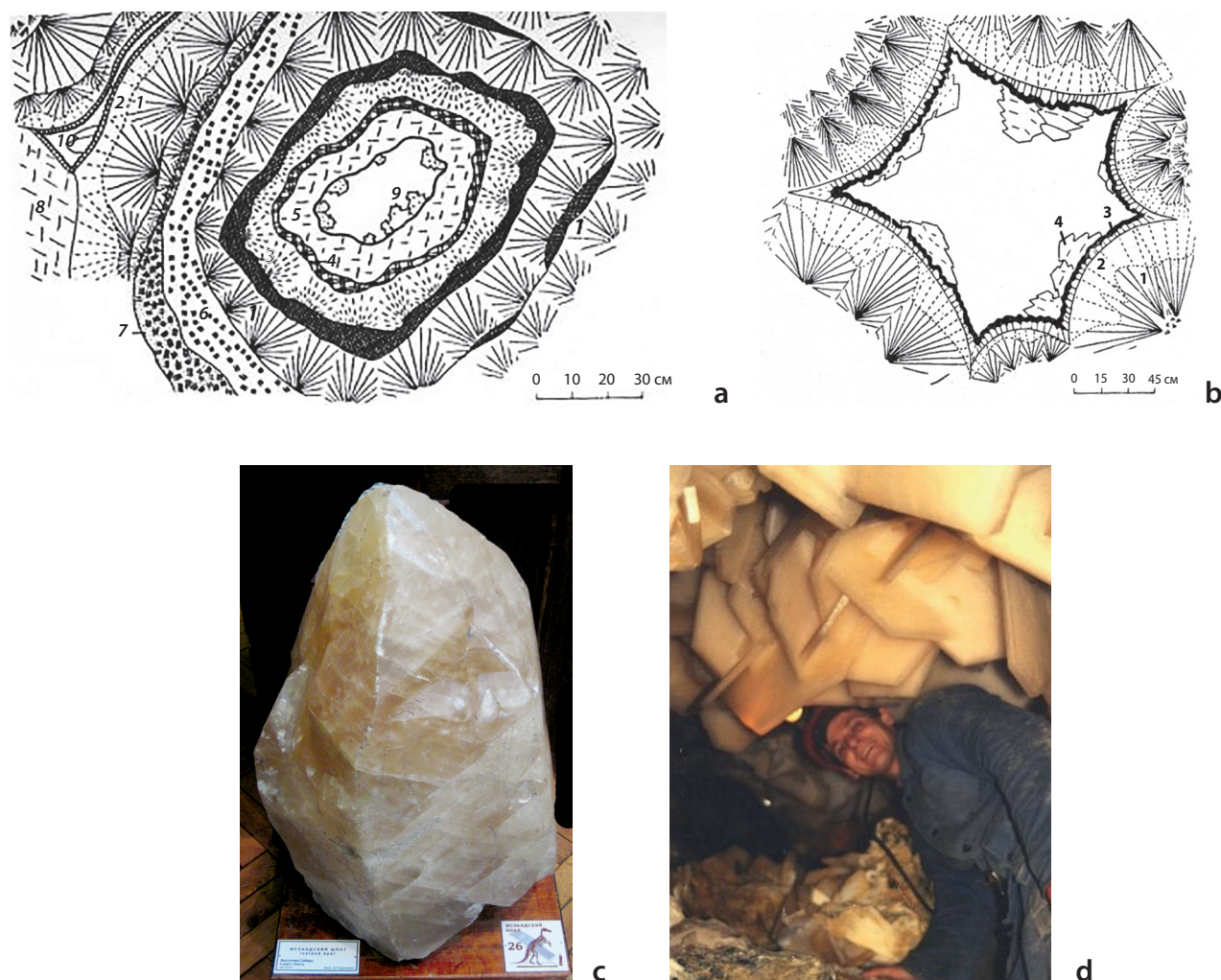


Рис. 2. Строение рудных тел и продушин на Тетюхинском месторождении

a — строение рудного тела на Тетюхинском месторождении (Россия): 1 — геденбергитовые сферолитовые коры, 2 — осветленный геденбергит, 3 — среднекристаллический черный сфалерит, 4 — крупнокристаллический черный сфалерит, 5 — массивные сульфиды (сфалерит, галенит, халькопирит), 6 — «бурундучная» полосчатая руда, 7 — крупнокристаллический кальцит, 8 — щетки длиннопризматического кварца, 9 — друзы ромбоэдров кальцита в полостях, 10 — скаленоздрические кристаллы кальцита; **b** — строение продушины: 1 — геденбергитовый скарн, 2 — осветленный скарн, 3 — щетки кристаллов кварца, покрытые пленкой зеленого геля; друзы ромбоэдров кальцита; **c** — гигантский кристалл кальцита в полости рудника Первого Советский; **d** — пластинчатые кристаллы кальцита в полости рудника Первого Советский

Fig. 2. Structure of the ore body

a — structure of the ore body at the Tetyukhe deposit (Russia): 1 — hedenbergite spherulitic crusts, 2 — bleached hedenbergite, 3 — medium-crystalline black sphalerite, 4 — coarse-crystalline black sphalerite, 5 — massive sulfides (sphalerite, galena, chalcopyrite), 6 — “chipmunk” banded ore, 7 — coarse-crystalline calcite, 8 — brushes of long-prismatic quartz, 9 — druses of calcite rhombohedrons in cavities, 10 — scalenohedral calcite crystals; **b** — “air hole” structure: 1 — hedenbergite skarn, 2 — bleached skarn, 3 — brushes of quartz crystals covered with green gel layer; druses of calcite rhombohedrons; **c** — a giant calcite crystal from the First Soviet mine cavity; **d** — plate-shaped calcite crystals from the First Soviet mine cavity

Source: **a, b** — from [8], **d** — photo by V. S. Chernavtsev (2016)**

*URL: <https://webmineral.ru/deposits/photos.php?id=637&page=1> (дата обращения: 06.02.2025)

**URL: <https://webmineral.ru/deposits/photos.php?id=637&page=1> (accessed 06.02.2025)

рудные тела, никак не могли образоваться при метасоматозе. Это типичные текстуры заполнения полостей. Таким образом, при первичном гидротермокарстовом процессе были образованы крупные системы полостей, которые на втором этапе заполнялись геденбергитом с рудными минералами при кристаллизации сферолитов, и значительная часть рудных тел имеет гидротермокарстовый генезис. Оставшиеся реликтовые продушины на третьем низкотемпературном многофазном этапе частично заполнялись разнообразными друзовыми и натечными агрегатами. Видимо, далее имел место узко проявленный четвертый карстовый гипергенный этап, приведший в небольшом объеме к перераспределению вещества в продушинах. Гелеобразные агрегаты, видимо, образовывались на гидротермокарстовых этапах, но доказаны только для третьего — низкотемпературного пострудного этапа.

Таким образом, на тетюхинских месторождениях, без сомнения, преобладали типичные гидротермокарстовые процессы образования полостей с заполнением их рудным веществом при процессах кристаллизации. Генезис рудных тел был многофаз-

ным. На последних стадиях, возможно, происходило наложение гипергенного карста. Наличие свободных реликтовых полостей является доказательством гидротермокарстовой природы оруденения.

БАДАМСКОЕ ФЛЮОРИТОВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Бадамское месторождение находится в Толебийском районе Южно-Казахстанской области, в 55 км на юго-восток от г. Чимкент в верховьях р. Бадам (рис. 3) [13]. Оно приурочено к западному крылу Бадамской субмеридиональной антиклинали и контролируется Бадамским разломом и оперяющими его нарушениями. Оруденение представлено флюоритом, баритом и медными минералами, создающими рудную зону в окварцованных известняках и туфоконгломератах визейского яруса большой протяженности при ширине от 10 до 90 м на глубину более 200 м. Рудные тела имеют линзовидную форму; распространены зоны прожилковой и вкрапленной минерализации, брекчирования и остаточных полостей. Наиболее богатые руды

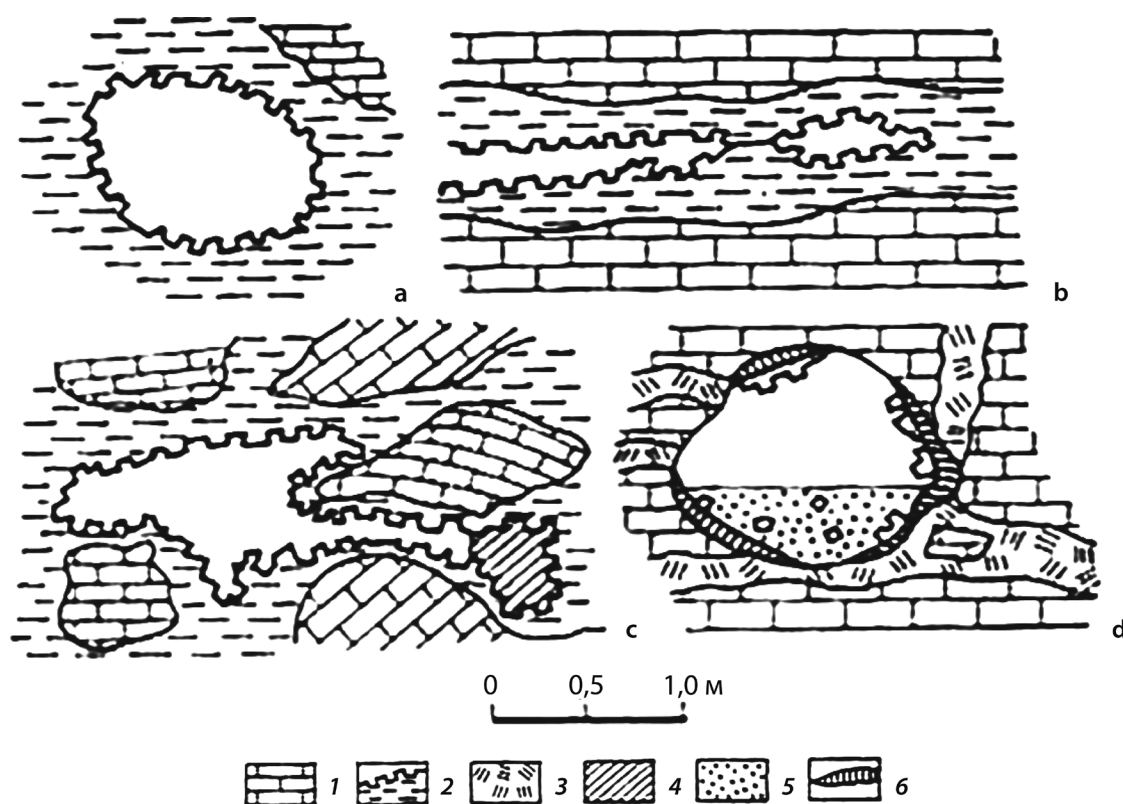


Рис. 3. Некоторые типы флюоритовых полостей на месторождении Бадам (Казахстан)

a–c — остаточные полости во флюорите: **a** — округлая, **b** — щелевидная, **c** — неправильная, среди обломков известняков; **d** — полость в известняке — «погреб» с частично обрушившимися стенками. 1 — известняк, 2 — флюорит, 3 — барит, 4 — кальцит, 5 — мелкозернистый материал обрушившихся стенок полости, 6 — кварц

Источник: по [13]

Fig. 3. Some types of fluorite cavities in the Badam deposit (Kazakhstan)

a–c — residual cavities in fluorite: **a** — rounded, **b** — slit-like, **c** — irregular, among limestone fragments; **d** — cavity in limestone resembling a cellar with partially collapsed walls. 1 — limestone, 2 — fluorite, 3 — barite, 4 — calcite, 5 — fine-grained material of collapsed cavity walls, 6 — quartz

Source: from [13]

приурочены к контакту массивных и тонкослоистых известняков вблизи шарнира антиклинальной складки. В выпуклой ее части отмечается максимальный раздвиг седловидной залежи, жил и гнезд. С удалением от контакта в сторону массивных известняков количество флюорита уменьшается, а жильного кварца увеличивается. Барит составляет от 20 до 65 % рудной массы. Флюорит в виде линз, жил, изометрических и неправильной формы гнезд и вкраплений располагается в массе барита среди вмещающих карбонатов. В зоне Бадамского разлома выявлены проявления с полупрозрачными и прозрачными разностями флюорита, близкого к оптическому. Полости в барите имеют овальную, иногда слегка вытянутую форму. Их стенки покрыты пластинчатыми друзовидными агрегатами барита, на которые нарастают отдельные кубические кристаллы флюорита размером до 4 см, с зонами роста от фиолетового до прозрачного цветов. Встречаются кристаллы, имеющие до пяти разноцветных зон.

На месторождении выделяются три типа полостей: остаточные, трещинные, выщелачивания. Остаточные (реликтовые) полости первой и второй стадий кварц-барит-флюорит-сульфидной стадии минералообразования. Реликтовые полости в флюорите имеют чечевицеобразную, щелевую, сложную и округлую форму. Они часто приурочены к зонам брекчирования вмещающих пород или более раннего флюоритового оруденения массивных гигантокристаллических или полосчатых текстур. Видимо, первый этап оруденения был самым мощным, а второй связан с периодом тектонической активности, брекчированием, частичным переотложением оруденения и менее масштабным кварц-флюоритовым минералообразованием. При этом первичные реликтовые полости имеют округлую и сложную форму, а вторичные — значительно более разнообразные, в том числе и трещинные, четковидные. Некоторые полости выполнены флюоритом двух генераций. Трещинные полости образованы по трещинам напластования, расширенным коррозией, имеют мощность 2–5 см при протяженности от 1 до 5 м. Стенки трещин покрыты тонким (до 2 мм) слоем флюорита и реже кварца, на который нарастают друзы кубических кристаллов флюорита размером не более 1 см.

Наиболее интересны в практическом отношении полости выщелачивания, локализующиеся в зонах брекчий на контакте массивных и перекрывающих их слоистых известняков. Полости изометричные, иногда вытянутые вдоль трещин. Преобладают крупные каверны до 30 см в поперечнике, реже встречаются камеры диаметром до 1 м. Часть кристаллов, отколовшихся от стенок, находится в мелкозернистой кварц-барит-карбонатной массе в нижней части полостей. Полости выщелачивания связаны с начальной (коррозионной) фазой третьей стадии минералообразования (кварц-барит-флюорит-сульфиды) и приурочены к зонам межформационных тектонических нарушений на контакте массивных и перекрывающих их слоистых известняков. Именно в этих поздних полостях образовались самые крупные, хорошо ограненные, прозрачные кристаллы,

близкие к оптическим, и друзы высокого декоративного качества.

Таким образом, на Бадаме существуют реликтовые гидротермокарстовые полости в рудном флюорите, оставшиеся после выполнения карстовых полостей, и полости, в которых покровные коры и кристаллы флюорита составляют сравнительно небольшой объем. Сплошные рудные тела и полости с рудой расположены в центральной зоне оруденения, а полости второго типа расположены на периферии. Процесс рудообразования был сложным и длительным. Выявлены как минимум три стадии гидротермокарстового процесса, каждый из которых начинался выщелачиванием, а заканчивался отложением рудного материала при кристаллизации и перекристаллизации различных сложных агрегатов.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СУРЬМЫ КОРНАЧЧИНО

Месторождение сурьмы Корначчино находится в Италии в крупном ртутном районе Монте-Амиата (рис. 4) [11; 16]. Рудовмещающей является терригенно-карбонатная юрско-меловая формация. Оруденение локализовано главным образом в нижнемеловых известняках мощностью 20 м, меньше — в юрских фтанитах мощностью 40 м и подстилающих их известняках. Рудоносные меловые известняки перекрываются с несогласием пестрыми сланцами, играющими роль экрана (рис. 2). Месторождение приурочено к широтному нарушению, сопряженному с основным меридиональным разломом. Породы имеют падение от 15 до 20° к северу. Наиболее крупные и богатые рудные тела в меловых известняках контролируются широтными и меридиональными нарушениями, имеют размеры до 2,5–3,0 м по вертикали и 1,5–2,0 м по горизонтали. Отдельные камеры связаны узкими трещинообразными проводниками. Полости выполнены глинисто-карбонатным материалом с обломками известняков, с киноварью и пиритом. В полостях, где кольматолитом является преимущественно глинистый материал без обломков известняка, руды, как правило, бедные. Большое количество обломков способствует повышению проницаемости пород и образованию богатых руд, приуроченных к висячему боку известняков над экраном сланцев. Бедная прожилково-вкрапленная минерализация в подстилающих юрских сланцах фтанитах выполняет трещины, служившие подводящими каналами для рудоносных растворов.

В подстилающих юрских известняках встречаются крупные полости (объемом несколько сотен кубических метров), которые локализируются теми же дизъюнктивами, которые контролируют вышележащие рудные тела, но находятся они непосредственно не под полостями, а восточнее, со сдвигами по простиранию. Содержание киновари в кольматолитах этих полостей значительно меньше, а запасы незначительные. Это типичные «подрудные» полости, находящиеся на расстоянии около 100 м по падению от рудных тел.

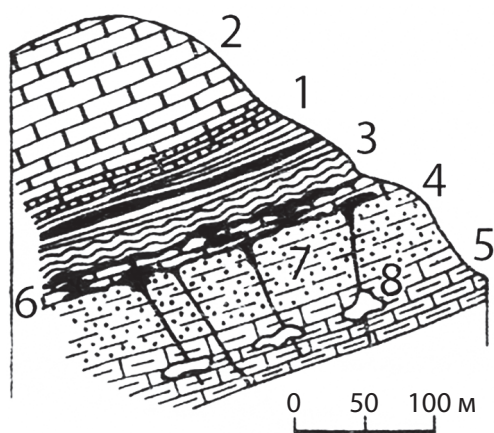


Рис. 4. Ртутное месторождение Корначино (Италия)

1 — верхнеэоценовые сланцы с прослоями известняков, 2 — верхнеэоценовые известняки, 3 — меловые сланцы и известняки, 4 — юрские кремнистые породы, 5 — юрские известняки, 6 — массивные богатые киноварные руды, 7 — разломы, 8 — подрудные карстовые полости в юрских известняках

Источник: по [16]

Fig. 4. Cornacchino mercury deposit (Italy)

1 — Upper Eocene shales with limestone interlayers, 2 — Upper Eocene limestone, 3 — Cretaceous shales and limestone, 4 — Jurassic siliceous rocks, 5 — Jurassic limestone, 6 — massive prolific cinnabar ores, 7 — faults, 8 — sub-ore karst cavities in Jurassic limestone

Source: from [16]

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СУРЬМЫ КАДАМДЖАЙ

Месторождение сурьмы Кадамджай расположено в Южной Киргизии, на северных склонах хр. Катрантау — северной составляющей Алайского хребта. Строение месторождения детально описано В. П. Федорчуком (рис. 5) [12].

На месторождении рудоносная карбонатная формация нижнего–среднего карбона тектонически перекрыта углистыми сланцами силура–девона и доломитами девона, на которых залегают глинистые сланцы среднего карбона. На месторождении выделено два типа рудных тел: межформационная плащеобразная залежь джаспероидов в зоне контакта известняков с перекрывающими их сланцами и небольшие рудные тела гнездового типа в подстилающих брекчиевые зоны известняках на участках окварцевания вдоль малоамплитудных крутопадающих нарушений. Разломы являются рудоконтролирующими структурами рудных гидротермокарстовых полостей. Протяженность некоторых из этих полостей достигает многих сотен метров, а иногда 1 км. Полости выполнены натечными и кристаллическими образованиями кальцита и арагонита. По некоторым зонам и сейчас наблюдается движение термальных (до 30 °С) слабоминерализованных, иногда сероводородных вод. Рудные тела жильного типа фиксирует рудопроводящий Северный сброс в сланцах лежащего бока.

Оруденение представлено антимонитом, ассоциирующим с кварцем. На верхних горизонтах в кавернах и жеодах совместно с кристаллами антимонита и кварца встречаются кристаллы барита, а иногда и флюорита. Вертикальный размах оруденения составляет не менее 1,2–1,3 км, причем на этом интервале минеральный состав руд практически не меняется.

Оруденение формировалось на заключительных этапах варисийского тектоно-магматического цикла, до проявления шарьяжей. Гидротермокарстовая активность продолжается на месторождении до сих пор, что выражается в существовании внутрикарстовых термальных источников. По-видимому, рудообразование было связано с развитием крупной гидрогермокарстовой системы, от которой в настоящее время сохранились только полости вертикальной зоны циркуляции, являвшиеся рудоподводящими каналами и заполненные позднее натечными агрегатами карбонатов.

При формировании месторождения проходило выщелачивание и окремнение известняков под экраном сланцев, приведшее к формированию полостей, гравитационных брекчий и рудоносных джаспероидов. При гидротермокарстовой кольматации полостей происходило обрушение их кровли и цементация брекчий кварцем, антимонитом и флюоритом. Это типичное гидротермокарстовое месторождение комбинированного Т-образного структурного типа, впоследствии усложненного складчато-блоковыми и шарьяжными дислокациями.

При формировании месторождения проходило выщелачивание и окремнение известняков под экраном сланцев, приведшее к формированию полостей, гравитационных брекчий и рудоносных джаспероидов. При гидротермокарстовой кольматации полостей происходило обрушение их кровли и цементация брекчий кварцем, антимонитом и флюоритом. Это типичное гидротермокарстовое месторождение комбинированного Т-образного структурного типа, впоследствии усложненного складчато-блоковыми и шарьяжными дислокациями.

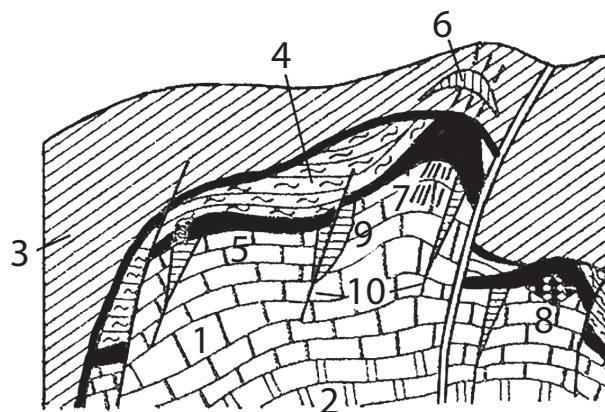


Рис. 5. Схематический разрез сурьмяного месторождения Кадамджай (Киргизия)

1 — известняки; 2 — доломиты; 3, 4 — глинистые сланцы: 3 — силура и девона, 4 — нижнего и среднего карбона; 5–8 — рудные тела: 5 — джаспероидные антимонитовые, 6 — седловидные антимонитовые в надрудных сланцах, 7 — зоны секущей минерализации, 8 — антимонит-флюоритовые; 9 — подрудные карстовые полости с арагонитом; 10 — рудораспределяющие мелкие разломы

Источник: по [12]

Fig. 5. Schematic cross-section of the Kadamjay antimony deposit (Kyrgyz Republic)

1 — limestone; 2 — dolomites; 3, 4 — clayey shales: 3 — Silurian and Devonian, 4 — Lower and Middle Carboniferous; 5–8 — ore bodies: 5 — jasperoid antimonite, 6 — saddle-shaped antimonite in supra-ore shales, 7 — zones of cross-cutting mineralization, 8 — antimonite-fluorite; 9 — sub-ore karst cavities with aragonite; 10 — small ore-distributing faults

Source: from [12]

В данном случае позиция подрудных реликтовых полостей объясняется тем, что они являлись нижними вертикальными полостями гидротермокарстовых систем, являвшихся позднее при рудоотложении подводящими каналами, но они остались не заполненными рудным веществом и были выполнены арагонитом.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СУРЬМЫ ЦИНЛУН

Месторождение сурьмы Цинлун в Китае приурочено к платформенным известнякам карбона (рис. 6) [12]. Оруденение локализовано в межформационных залежах джаспероидов под экраном сланцев. Под раздувами брекчиевых рудных тел в подстилающих известняках находятся крупные подрудные полости, служившие подводящими каналами при рудогенезе.

Есть полости и на бокситовых месторождениях СУБРа [14]. Рудные тела имеют сложную форму и локализованы в карстовых полостях, на интенсивно закарстованной поверхности чистых светлых рифогенных верхнесилурийских известняков под эйфельскими темными серыми тонкослоистыми, существенно битуминозными известняками, которые в принципе могут играть роль экрана. Бокситы добываются на больших глубинах — до 1240 м. По общепринятой точке зрения, бокситы имеют осадочную, осадочно-латеритную и инфильтрационную природу. Однако есть гипотезы, утверждающие, что в этом процессе участвовали и гидротермальные растворы.

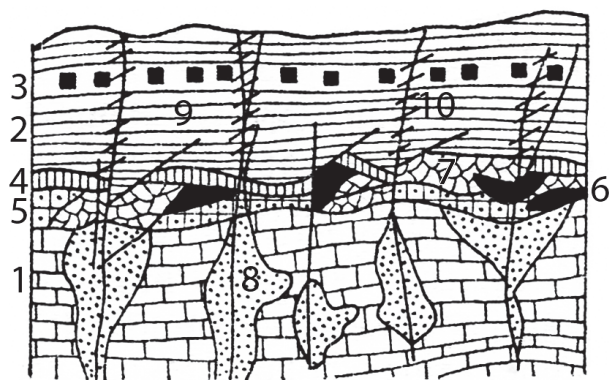


Рис. 6. Сурьмяное месторождение Цинлун (Китай)

1 — известняки; 2 — сланцы; 3 — сурьмяное оруденение в пакке надрудных известняков; 4 — джаспероиды; 5 — кабогатая брекчия; 6, 7 — руды: 6 — сурьмяные (антимонитовые), 7 — флюоритовые гнездовые; 8 — подрудные карстовые полости; 9 — тектонические нарушения; 10 — зоны осветления

Источник: по [12]

Fig. 6. Qinglong antimony deposit (China)

1 — limestone; 2 — shales; 3 — antimony mineralization in the supra-ore limestone member; 4 — jasperoids; 5 — carbonate breccia; 6, 7 — ores: 6 — antimony (antimonite), 7 — fluorite nested; 8 — sub-ore karst cavities; 9 — tectonic disturbances; 10 — bleaching zones

Source: from [12]

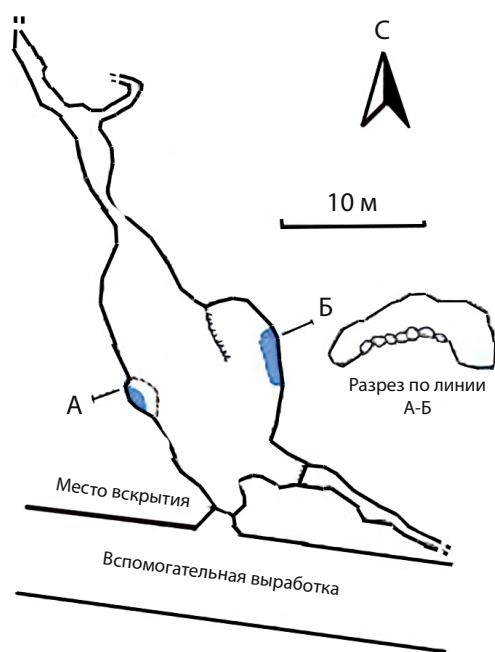
МЕСТОРОЖДЕНИЕ БОКСИТОВ КРАСНАЯ ШАПОЧКА

Очень интересные материалы опубликованы М. В. Цыганко, А. Н. Халевиным и Е. А. Цурихиным [14] о полостях на месторождении Красная Шапочка. В 1993 г. при проходке вспомогательной выработки там были вскрыты кастовые полости достаточно большого объема. Они находятся в нижнедевонских известняках на глубине более 700 м (а. о. 590 м) на удалении от рудных тел. Объем полости оценивается в 2 тыс. м³, общая длина — около 50 м. В центре вскрытой системы полостей находится зал с размерами 20,5 × 12 м и высотой 5 м (рис. 7). От зала отходят два ответвления — «меандра». Первый имеет длину 24 м, а второй, протягивающийся в противоположном направлении, с уклоном вверх — 15 м. Зал был частично затоплен — хорошо выражены следы стояния воды. Затопленные до вскрытия поверхности полостей покрыты корками гидроокислов и глиной. Почти все поверхности покрыты кристаллами кальцита. Кристаллы имеют скаленоэдрическую форму или более сложную — комбинацию скаленоэдров с призмой. Наиболее крупные достигают размеров в 7 см, средние — 2–4 см. Они образуют друзы и щетки, занимающие площадь в несколько квадратных метров. В формировании пленок и корок гидроокислов в нижней части полости, видимо, участвовало железо пирита из пестроцветных бокситов. Полости находятся выше и вдали от рудных тел. Старые горняки вспоминают, что выше нулевой отметки высот ранее вскрывались крупные, в сотни тысяч кубометров, обводненные полости, иногда они приводили к прорывам карстовых вод, а те, в свою очередь, — к авариям в шахте.

К сожалению, детальное исследование полостей невозможно, поскольку владельцы месторождения не допускают геологов на территорию, а сами полости с редкими минеральными агрегатами взрывают, чтобы предотвратить посещение и отбор образцов. Природа этих полостей и их связь с бокситовым оруденением остаются невыясненными из-за режима «секретности» на месторождении.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ БЕЛОРЕЧЕНСКОЕ УРАН-БАРИТОВОЕ

Белореченское месторождение расположено на Северном Кавказе в Республике Адыгея у п. Никель, на правом берегу р. Белая при впадении в нее р. Сюк. В 1960-е гг. оно разведывалось на уран, а позднее — на барит [17]. Пройдено около 10 штолен большой протяженности, но затем месторождение было законсервировано. Месторождение находится в пределах северо-восточной части Даховской горст-антиклинали, ограниченной с юга и востока глубинными разломами. Это самый крайний к западу выход пород палеозойского фундамента, который ступенчато погружается на север. Рудное поле имеет северо-западное простирание. Месторождение приурочено к участку периклинального



a



b

Рис. 7. Полость с кристаллами кальцита на месторождении Красная Шапочка (Россия) (а), фото полости (b)

Источник: а — по [14], b — фото М. В. Цыганко [14]

Fig. 7. Cavity with calcite crystals in the Krasnaya Shapochka deposit (Russia) (a), the cavity photo (b)

Source: a — from [14], b — photo by M. V. Tsyganko [14]

замыкания на юго-востоке горста. Условно месторождение можно отнести к пятиэлементной формации (U-Ag-Bi-Co-Ni), но на нем нет Bi. Строение месторождения достаточно сложно и имеет блоковую структуру. После многофазного внедрения интрузивов образовались мощные карбонатные (анкеритовые и кальцитовые), баритовые и реже кварцевые жилы. На участке распространены нижне- и среднепалеозойские гнейсы, амфиболиты, серпентиниты и позднепалеозойские гранитоиды. Возраст оруденения — раннемезозойский. С первым этапом рудообразования связаны анкеритовые и доломито-анкеритовые жиллообразные тела с ураново-арсенидной минерализацией, приуроченные к крутопадающим субширотным разломам. Более позднее оруденение представлено системами баритовых, барито-флюоритовых и барито-кальцитовых жил, связанных с субмеридиональными разломами. На периферии рудного поля в гнейсах и гранитах проявлены баритовые жилы и прожилки.

Основное баритовое оруденение сконцентрировано более чем в 10 крупных, выдержанных по простиранию и падению мощных жилах. Эти жилы являются зияющими полостями, якобы трещинами отрыва. Они прослеживаются по простиранию от 120 до 850 м, редко — до 900 м при мощности до 3 м и до 400 м на глубину. Жилы имеют крутое падение и субмеридиональное северо-западное простирание. Они развиты в зонах тектонических нарушений и содержат брекчии первичного анкерита. Возможно, полости такого размера образовались при коррозии вмещающих анкерит-кальцитовых первичных тел. С главным этапом гидротермальной активности, видимо, связано формирование большого количества полостей, в которых находятся баритовые агрегаты. Форма полостей галерееобразная (вертикальные и наклонные), сложная — небольшие залы, иногда — узкие лазы и трещины

(рис. 8). Барит обычно кристаллический, толсто-плитчатый столбчатый. Температура его кристаллизации — 50–60 °C. Кроме барита распространены флюорит, кальцит, галенит, сфалерит, пирит, реже — киноварь и кварц. В полостях часто встречаются крупнокристаллические агрегаты барита сферической формы. Распространены очень красивые друзы полупрозрачных кристаллов барита с «присыпкой» кристалликов галенита, сфалерита и пирита. Встречаются обильные друзовые, коровые, щеточные кристаллические агрегаты различных минералов большой минералогической и эстетической ценности. Размеры хорошо ограненных кристаллов достигают 30–40 см (рис. 8).

Штольни месторождения остаются открытыми и неконтролируемо посещаются, несмотря на повышенный уровень радиации в некоторых из них. При этом нередко происходит уничтожение уникальных образований неорганизованными «туристами». В связи с тем, что на месторождении сохранились уникальные гидротермокарстовые полости с прекрасными крупными кристаллами кальцита, барита, флюорита и других минералов, нами после осмотра полостей было высказано предложение об организации на базе месторождения памятника природы или даже музея-заповедника. К сожалению, существует реальная опасность организованного уничтожения минерального богатства месторождения при передаче его предпринимателям для добычи поделочных и коллекционных минералов.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СВИНЦА, ЦИНКА И СЕРЕБРА НАЙКА

Очень интересны месторождения Найка в Мексике, описанные П. Форти и Л. Санна [18], и Мина Рика в Испании, описанные А. Аррибас, Р. М. Тосдал



Рис. 8. Полости с кристаллами кальцита на месторождении Белореченское — галерееобразная (а), зал сложной формы (б)

Источник: б — фото Ю. С. Ляхницкого и И. А. Агапова

Fig. 8. Cavities with calcite crystals in the Belorechenskoye deposit — gallery-shaped (a), complex-shaped hall (b)

Source: b — photo by Yu. S. Lyakhnitskiy and I. A. Agapov

и И. Мартин-Рохас [19; 20], на которых находятся крупные полости с гигантскими кристаллами гипса, поэтому они описаны более детально.

Месторождение Найка находится в 100 км к юго-востоку от г. Чиуауа, на севере Мексики (рис. 9) в 1385 м над уровнем моря. Оно приурочено к северному крылу антиклинали Сьерра-де-Найка, сложенной карбонатными породами длиной 12 км и шириной 7 км, имеющей северо-западное простирание. Карбонатная формация Найка мелового альбского возраста состоит из известняка, доломитизированного известняка и кальцитизированного доломита с прослоями глин, перекрывающими эвапоритовую толщу апта. Серебро-свинцово-цинковое оруденение месторождения локализовано в этой карбонатной толще. Подстилающие эвапориты апта залегают на глубине более 1 км. Регион 26,2–25,9 млн лет назад был подвержен палеогеновому магматизму, следствием которого стало выраженное внедрение в карбонатную толщу кислых даек. Магнитометрическими исследованиями в районе выявлен магматический очаг на глубине от 2,5 до 5,0 км, в 4 км к югу от месторождения. Кроме того, в 2007 г. при бурении недалеко от ствола рудника было обнаружено магматическое тело примерно на глубине 1140 м под поверхностью.

Полисульфидные (Pb, Zn, Ag) рудные тела образованы гидротермами [21], связанными с палеогеновым магматизмом. Основными минералами рудных тел являются пирит, пирротин, сфалерит, галенит и халькопирит. Рудные тела имеют формы труб и манто, развиты во вмещающих карбонатных породах и частично в дайках. Судя по всем признакам, это в основном гидротермокарстовые образования. Известняки сильно изменены и частично окварцованы (преобразованы в калькосиликаты). На более поздней стадии, когда термальные флюиды стали

холоднее, кальцит, ангидрит и кварц образовали жилы, секущие рудные тела [22].

Оруденение отчетливо контролируется тектоническими нарушениями. Главными являются разломы Гибралтар, Найка и Монтанья (рис. 9), по которым осуществлялся приток рудоносных гидротерм. Гидротермы продолжают поступать в выработки по трещинам, связанным с ними и в настоящее время.

Работы велись до горизонта 760 м (ниже устья штольни, уровень 0 на 1385 м а.о.) — примерно на 630 м ниже первоначального уровня грунтовых вод, который был на уровне 130 м (а.о. 1255 м). Во время работы рудника для осушения выработок проводилась откачка примерно на 1 м ниже выработок.

В пределах шахтного поля наблюдается тепловая аномалия. Вода, поступающая под напором в выработки, имеет температуру, близкую к 53 °С. Исследование гидротерм показало (возможно, частичное) метеоритное происхождение этих вод при среднем пребывании в пределах термального водоносного горизонта в течение довольно длительного времени — более 50 лет [23].

На месторождении неоднократно вскрывались гидротермокарстовые полости с крупными кристаллами гипса. Первые естественные полости были вскрыты рудничными выработками (рис. 10, 13, 14) уже более века тому назад и стали широко известны благодаря размеру и чистоте их кристаллов [18].

В начале XX в. на горизонте 120 м была обнаружена полость Куэва-де-лас-Эспадас (Пещера Мечей) где встречаются кристаллы длиной до 2 м [24; 25]. За последние годы на горизонте (290 м) были вскрыты новые полости, наиболее значимыми из которых являются Куэва-де-лас-Кристалес (Хрустальная пещера), Охо-де-ла-Рейна (пещера Королевы) и Куэва-де-лас-Велас (пещера Парусов) (рис. 11). В этих полостях кристаллы гипса гораздо большего

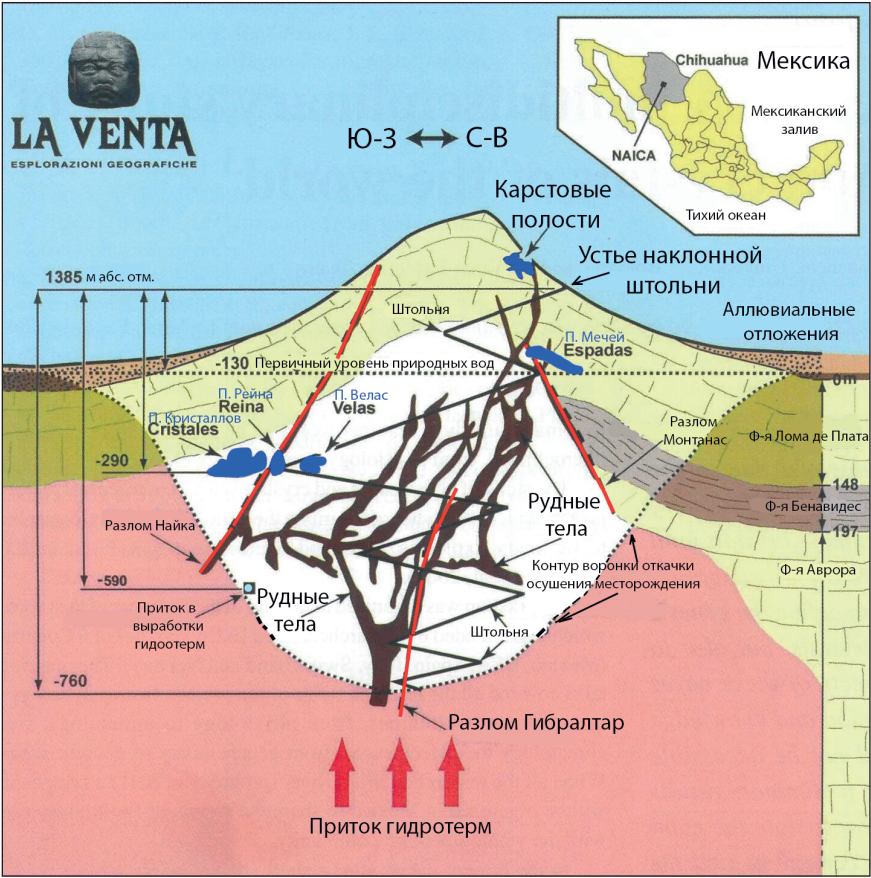


Рис. 9. Схематический разрез месторождения Найка (Мексика)

Видно, что гидротермокарстовые полости тесно связаны с основными разломами, по которым поступают гидротермы. Коричневым цветом показаны рудные тела, синим — гидротермокарстовые полости с кристаллами

Источник: по [18]

Fig. 9. Schematic cross-section of the Naica deposit (Mexico)

The hydrothermocarst cavities appear to be closely connected with the main faults maintaining the hydrothermal fluid flow. The brown color indicates ore bodies, the blue one displays hydrothermocarst cavities with crystals

Source: from [18]

размера, чем в пещере Мечей. Самый крупный из них, более 13 м в длину, был найден в Хрустальной пещере (рис. 12, 13) [26]. Эти кристаллы считаются самыми крупными кристаллами гипса в мире. Важно отметить, что научное значение этих полостей

с кристаллами не ограничивается минералогическими аспектами: их образование связано с общим рудогенезом месторождения.

Международное комплексное междисциплинарное исследование полостей и кристаллов началось в 2006 г. Была организована многопрофильная рабочая группа, в которую входило более 40 ученых из 17 университетов и 2 исследовательских центров. Систематическое изучение полостей Найки

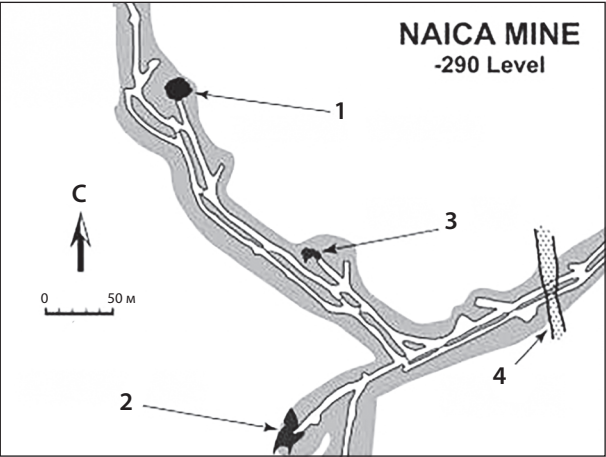


Рис. 10. Погоризонтный план (уровень — 290 м) месторождения Найка с гидротермокарстовыми полостями

1 — пещера «Кристаллов», 2 — пещера Парусов, 3 — пещера Велас, 4 — разлом Найка

Источник: по [15]

Fig. 10. Horizon plan (level — 290 m) of the Naica deposit with hydrothermocarst cavities

1 — Cave of the Crystals, 2 — Sails Cave, 3 — Velas Cave, 4 — Naica fault

Source: from [15]

показало, что их образование и рост гигантских кристаллов гипса является частью минерогенетических процессов рудообразования месторождения [27]. Первый этап исследования был связан с изучением 150 огромных кристаллов гипса [15] внутри Куэва-де-лос-Кристалес (рис. 13). Основной задачей стало выявление механизма роста кристаллов и определение временных рамок этого процесса. Особое значение имел анализ крупных широко распространенных

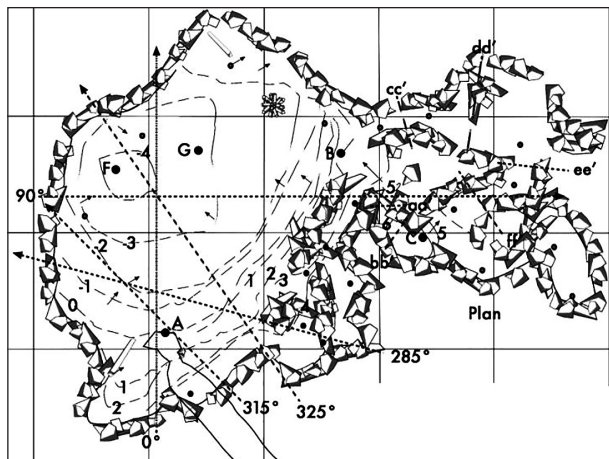


Рис. 11. План полости кристаллов в пещере Кристаллов

Источник: по [15]

Fig. 11. Crystal cavity plan, Cave of the Crystals

Source: from [15]

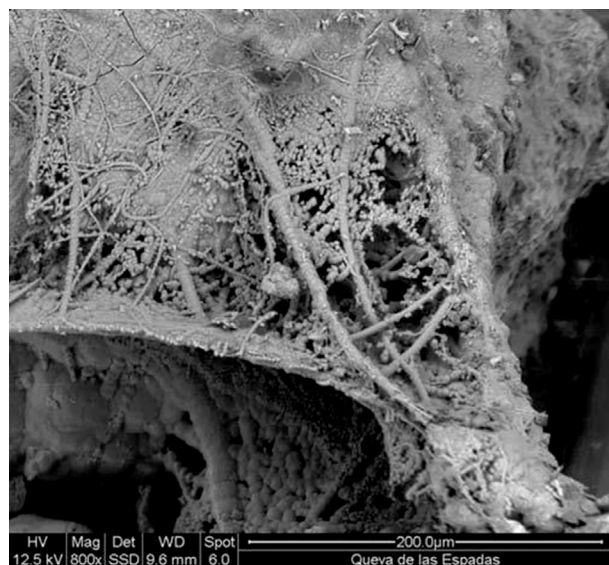


Рис. 12. Изображение под электронным микроскопом оксидов Fe/Mn, которые сохранили четкие биогенные формы

Источник: по [18] (Лаборатория Гранди Струменти, Моденский университет, Италия)

Fig. 12. Electron microscopic image of Fe/Mn oxides that retain clear biogenic forms

Source: from [18] (Laboratorio Grandi Strumenti, University of Modena, Italy)

жидких и мелких твердых включений с U/Th анализом гипса. Образование огромных кристаллов вместо множества мелких объясняется чрезвычайно медленным падением температуры (данные по флюидным включениям показывают, что гигантские кристаллы развивались в диапазоне температур 55–58 °C) в течение относительно длительного интервала времени ($34,544 \pm 0,819$ тыс. лет)¹. Был определен возраст кристаллов: 164 ± 48 и 213 ± 12 тыс. лет [28]. Изучение геохимических и физико-химических характеристик термального водоносного горизонта выявило новый механизм генезиса и эволюции кристаллов [23], который основан на неравновесии растворимости гипса-ангидрита. При 59 °C растворимость гипса и ангидрита одинакова. При более низких температурах растворимость гипса становится меньше, чем у ангидрита. Следовательно, ниже этой температуры раствор, насыщенный по отношению к ангидриту, автоматически перенасыщается по отношению к гипсу, вызывая таким образом отложение гипса и недостаточное насыщение по отношению к ангидриту.

Проводились также исследования минерогенетических процессов, которые были активны до, во время и после отложения гипса, с целью выявить генетические особенности месторождения за все время его существования. При исследовании взаимосвязи между рудными телами, спелеогенезом полостей и образованием кристаллов гипса было выявлено большое количество диагенетических минералов. Выявлено 40 различных пещерных минералов, 10 из которых (антлерит, гекторит, ориентит, пентагидриот-Cu, плюмозрозит, старкеит, шмикит, шмольнокит и вудраффит, и силикат Al, Mg, Cu, Zn) являются новыми для полостей. Это позволило провести подробную реконструкцию эволюции полостей за последние 0,5 млн лет.

Исследование кристаллов выявило в них споры и пыльцу растений, которые доказывают участие в минералообразовании метеорных вод глубинной циркуляции. Оказалось, что примерно 35 тыс. лет назад климат района был более прохладным и влажным, чем сегодня.

Проведение работ было связано с большими трудностями в связи с высокой температурой (45–48 °C), сопряженной с очень высокой влажностью в полостях.

Примерно к 2014 г. предполагалась полная отработка месторождения и прекращение откачки поступающих вод. В 2015 г. месторождение было затоплено. Это привело к заполнению полостей с кристаллами горячими термами до уровня 170 м. Вероятно, кристаллы продолжат расти.

МЕСТОРОЖДЕНИЕ СВИНЦА, ЦИНКА И СЕРЕБРА МИНА РИКА

Полиметаллическое месторождение (Pb-Zn-Fe-Ag) Мина Рика расположено на востоке Бетикских Кор-

¹A uranium and thorium extraction procedure in low concentration gypsum matrix: An application for Naica crystals dating / L. Sanna [et al.]. Submitted to the *International Journal of Speleology* in 2009.



Рис. 13. Общий вид гигантских кристаллов гипса внутри Куэва-де-лос-Кристалес (Мексика)

Исследователи экипированы холодильными костюмами и дыхательными аппаратами

Источник: фото П. Петриньяни, La Venta и S/F Archives [18]

Fig. 13. General view of the giant gypsum crystals inside the Cueva de los Cristales (Mexico)

The researchers are equipped with freezer suits and breathing apparatuses

Source: photo by P. Petrignani, La Venta, and S/F Archives [18]

дильер, на западе Европейского Альпийского пояса. Оно приурочено к зоне разлома Восточного Бетика. Рудное поле ограничено разломами типа правого сдвига северо-восточного простираия и пересекается серией разломов Кокон-Террерос северо-северо-восточного простираия (рис. 15). Месторождение и «жеода Пульпи» на нем описаны в работе А. Канальс, А. Э. С. Ван Дрише, Ф. Палеро и Х. М. Гарсия-Руис [29].

Рудное поле Мина Рика имеет протяженность около 1 км и представлено линзовидно-пластовыми карбонатными телами и манто, залегающими в безрудных филлитах триасового альпухарридского комплекса [19]. Оно ограничено двумя субвертикальными правосторонними разломами северо-восточного простираия. В районе развиты правосторонние разломы широтного простираия и наложенные разломы с север-северо-западным и северо-западным простираием (рис. 15, а). Карбонатные пласты в рудоносных блоках смяты в изоклинальные складки с крутым западным падением и северо-северо-восточным простираием. Они образуют полосу, ограниченную разломами северо-северо-западного простираия. Зоны разломов содержат брекчии, видимо, карстового генезиса. Рудное поле пересекают две группы зияющих трещин растяжения северо-восточного и северо-западного простираия. Они

падают под углом 60° к востоку и 40° к западу. В филлитах залегают пять карбонатных (в основном доломитовых) блоков, тела микрокристаллического гипса, два тела брекчий и железо-карбонатные рудные тела (рис. 15, b). Тела микрокристаллического гипса мощностью до 5 м залегают согласно с пластами доломита. Другие микрокристаллические, менее массивные гипсовые породы, замещающие карбонатные руды, образовались позднее. Обломки доломитов в брекчии достигают величины в 1 м. В телах микрогипса выявлены брекчии гравитационного коллапса (обрушения), заполняющие карстовые полости (видимо, гидротермокарстовые). Обломки брекчий представлены минерализованными и неминерализованными породами.

Мина Рика относится к распространенному на юго-востоке Пиренейского полуострова типу месторождений цветных металлов, связанных с миоценовой вулканической активностью [20]. Эти гидротермальные низкотемпературные месторождения образовались в карбонатных формациях и относятся, по заключению испанских исследователей, к типу Долины Миссисипи, которые, по нашему мнению, имеют гидротермокарстовый генезис [19]. Первая основная стадия оруденения (Fe-Ba) приурочена к серравальской фазе тектогенеза [30], проявленной 5,6 млн лет назад, и соответствует



Рис. 14. Участок полости с наиболее крупными кристаллами гипса

Источник: по [15]

Fig. 14. The cavity section with the largest gypsum crystals

Source: from [15]

падению уровня моря во время мессинского кризиса. Сидерит, анкерит и, позднее, барит отлагались в измененных карбонатных породах. Температура рудообразующих растворов была, видимо, выше 100 °С. Изотопная характеристика баритов — $\delta^{34}\text{S}$ ($20,3 \pm 0,6 \text{ ‰}$) и $\delta^{18}\text{O}$ ($15,5 \pm 0,8 \text{ ‰}$), близкая к показателям третичного морского бассейна. В рудном поле присутствует ангидрит. Вторая стадия минерализации характеризуется проявлением отложения целестина (SrSO_4), образующим волокнистые ленты вокруг карбонатных руд железа и цементирующих брекчии, возникающие при процессах активизации, связанной с мессинским сжатием [30]. В это время происходит воздымание района, что привело к окислению и растворению ранней железной минерализации. Понижение температуры и проникновение метеорных вод вызвало дедоломитизацию и растворение ангидрита, выделение стронция [31]. На этом этапе в жеоде образовались крупные селенитовые кристаллы. Температура формирования кристаллов по флюидным включениям составляла от 63,0 до 74,4 °С. Изотопная характеристика селенита соответствует значениям $\delta^{34}\text{S}$ ($20,0 \pm 0,2 \text{ ‰}$), близким к изотопии третичного морского эвапорита [32], и значениям $\delta^{18}\text{O}$, которые варьируют от 15,0 до 17,6 ‰. В то время этот район располагался в Мессинской котловине [33]. После истощения запасов стронция и снижения температуры образовался микрокристаллический гипс. В рудном поле присутствуют дециметровые скоп-

ления рассеянных сульфидов (Pb-Zn-Ag-Cu-Sn-Sb). Некоторые сульфиды образовались после целестина и имеют переменный изотопный состав ($\delta^{34}\text{S}$ от -6,6 до +9,9 ‰). Позднее происходило окисление сульфидов (в основном марказита), что создавало кислотную среду и привело к растворению карбонатов и образованию карстовых полостей, которые позже были заполнены брекчиями. В этих брекчиях присутствуют безрудные карбонаты, карбонаты железа, целестин и микрокристаллический гипс-ангидрит. Далее около 60 тыс. лет назад просачивание метеоритных вод привело к образованию карбонизированных минералов, кристаллов селенита на верхних горизонтах месторождения. Таким образом, селенитовый гипс в большой жеоде образовался после целестиновой стадии и до отложения карбонатных натечных агрегатов.

На месторождении была вскрыта крупная гидротермокарстовая полость Пульпы (рис. 16). Ее объем составляет 10,7 м³, она имеет размеры 8 м в длину, 1,8 м в ширину и 1,7 м в высоту, в ней находятся кристаллы селенита до 2 м в высоту и до 0,4 м в поперечнике. Гигантские кристаллы селенита в жеоде Пульпы образовались из раствора, богатого сульфатом кальция, при низких значениях пересыщения в течение длительного времени без значительных колебаний температуры. Кристаллы селенита прозрачны и содержат небольшое количество примесей, показывающих зоны их роста. Анализ включений в селените показал, что температура роста

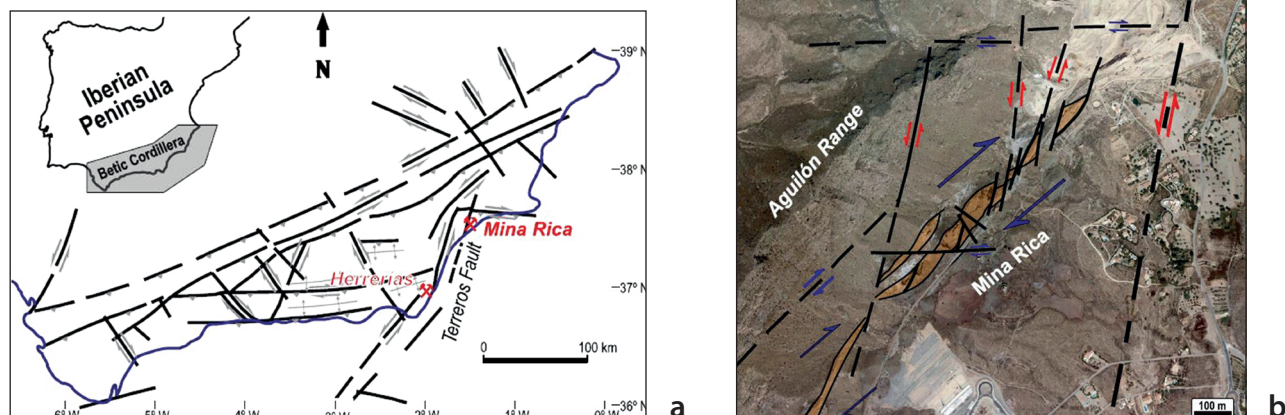


Рис. 15. Расположение месторождения Мина Рика (а) на структурной схеме Бетических Кордильер (Испания); район рудника (b)
 Коричневым цветом показаны линзовидные карбонатные блоки, синим — Серравальская зона разломов типа сдвигов, красным — зона разломов Кокон-Террерос Мессинской активации
 Источник: по [19]

Fig. 15. Location of the Mina Rica (a) deposit on the Betic Cordillera structural diagram (Spain); mine area (b)
 The brown color indicates lenticular carbonate blocks, the blue one displays the Serravalle shear-like fault zone, and the red one refers to the Cocón-Terreros fault zone of the Messina earthquake
 Source: from [19]

была намного ниже температуры фазового перехода ангидрит/гипс ($\sim 58^\circ\text{C}$) и даже ниже температуры максимальной растворимости гипса ($\sim 45^\circ\text{C}$). Следовательно, образование крупных кристаллов при медленном охлаждении при температуре перехода ангидрит/гипс, как это было на месторождении Найка, очень маловероятно. Охлаждение от температуры максимальной растворимости гипса до измеренной температуры роста ($\approx 20^\circ\text{C}$) приводит к слишком малой разнице концентраций (0,7 ммоль/кг), что показывает невозможность кристаллизации гипса без непрерывной внешней подачи сульфата кальция. Значительные различия в изотопном составе селенита и микрокристаллического гипса указывают на внутренний, а не на внешний источник сульфатов. Следовательно, кристаллы жеода образовались при довольно постоянной температуре около 20°C . Это может происходить по механизму «созревания по Оствальду» [35] — собирательная перекристаллизация под действием раствора при постоянной температуре, при которой более мелкие кристаллиты гипса в породе растворяются, чтобы питать более крупные. Этот механизм работает при постоянной температуре в диапазоне температур поля стабильности гипса и наряду с созреванием объясняет медленную скорость роста, приводящую к образованию крупных кристаллов высокого оптического качества. Рост кристаллов в полости Пульпы происходил при небольших колебаниях температуры — $20 \pm 5^\circ\text{C}$. Эти колебания могли быть связаны с климатическими изменениями атмосферы в подводных условиях относительно близко к поверхности [36]. Значения низких температур

флюидных включений указывают на то, что во время образования кристаллов селенита Мина Рика располагалась относительно близко к поверхности, и, следовательно, изменения климата могли повлиять на температуру системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из представленного материала следует несколько выводов. Наличие свободных или выполненных минеральным, в том числе рудным веществом полостей свидетельствует об их карстовой (в широком понимании) природе.

Среди полостей в рудных полях можно выделить околорудные, которые входят в рудоносную систему, а также поздние наложенные полости (свободные или содержащие безрудный кальматолит), реликтовые оруденелые (частично заполненные рудой) и рудоносные (полностью заполненные рудным веществом).

Среди околорудных полостей могут быть выделены надрудные и подрудные, приуроченные к одним и тем же структурам, а также — фланговые, удаленные от рудных тел по простираанию структур.

Наличие свободных гидротермокарстовых полостей является поисковым признаком, указывающим на высокую вероятность обнаружения вблизи них рудных тел. Это позволит облегчить прогноз гидротермокарстовых рудных тел.

Существование околорудных полостей, видимо, объясняется гидродинамическим фактором — рудообразование осуществляется на определенных

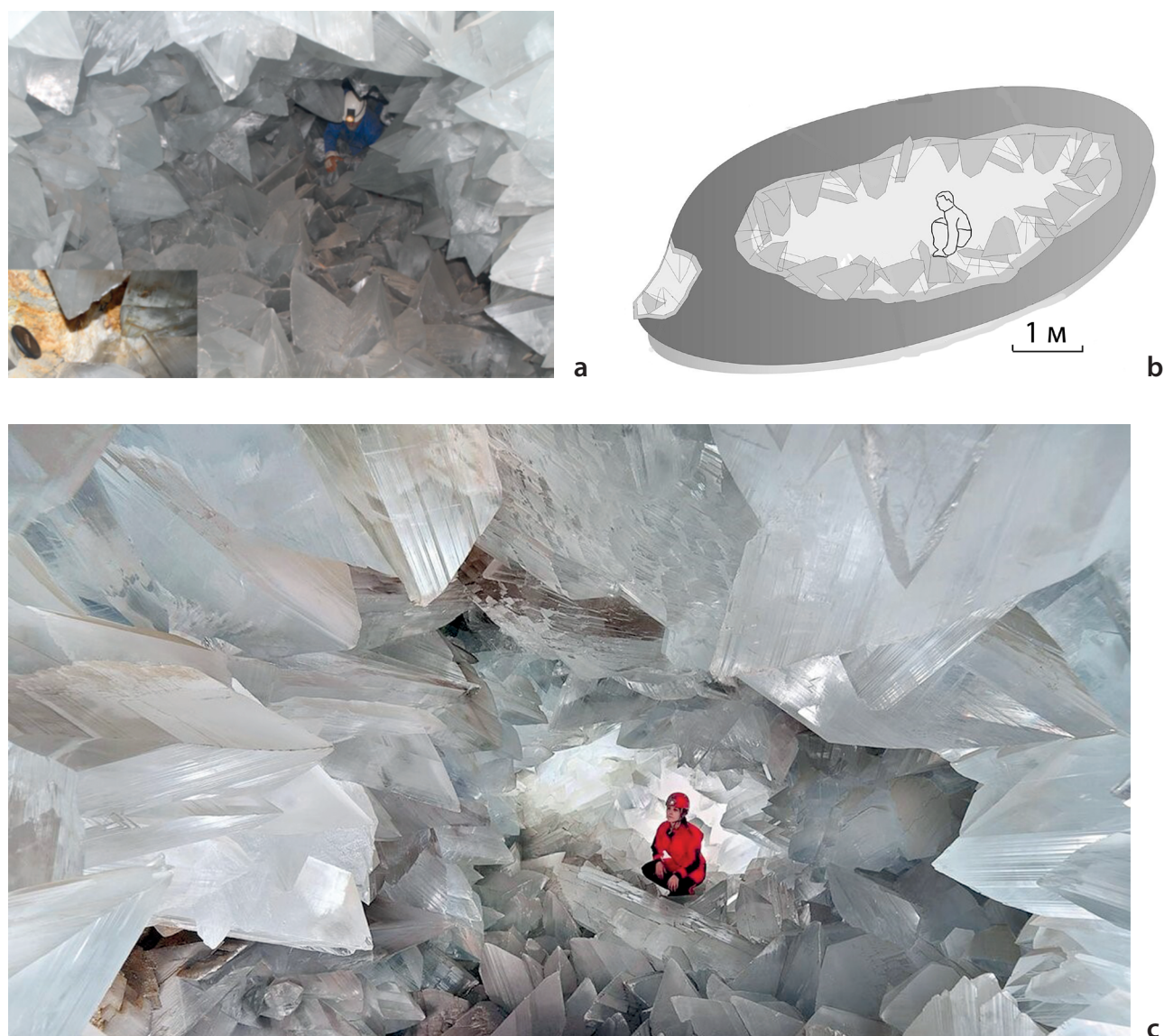


Рис. 16. Жеода Пульпи (Альмерия, Испания) (а). Внизу слева показан вид стены; сквозь кристаллы. Серый материал — измененные сульфиды, в основном пирит и марказит; схема жеоды Пульпи (b); общий вид жеоды (с)

Источник: а — по [29], b — схема Х. М. Гарсия-Руис [34], с — фото Х. М. Гарсия-Руис [23]

Fig. 16. The Geode of Pulpí (Almería, Spain) (a). A view of the wall is on the bottom left side; through the crystals. The grey material refers to altered sulphides, mainly pyrite and marcasite; the Geode of Pulpí scheme (b); general view of the Geode (c)

Source: a — from [29], b — scheme by J. M. García-Ruiz [34], c — photo by J. M. García-Ruiz [23]

гидродинамических уровнях, контролирующих положение физико-химических барьеров отложения рудного вещества. Кроме того, возможен вариант локализации оруденения в центральных областях рудного поля на основных рудоконтролирующих структурах, когда периферийные полости остаются вне действия более поздних порций рудоносных гидротерм. Есть основание считать, что первичный коррозионный этап гидротермокарста, создающий полости по интенсивности, превосходит последующие — рудоносные, что приводит к его локализации в центральной части системы.

Гидротермокарстовые полости нередко содержат уникальный минералогический материал, облада-

щий высокой научной и эстетической ценностью. На базе таких объектов необходимо организовывать особо охраняемые природные территории, памятники природы геолого-минералогической специализации, а также объекты типа геопарков и музеев-заповедников. Однако в России, в отличие от других стран (например, Мексики и Испании), такие объекты зачастую не получают статуса заповедников, не используются в образовательных и воспитательных целях, а стихийно разрушаются или остаются бесхозными, заброшенными, нередко представляя серьезную угрозу для безопасности людей при неорганизованном посещении. Необходимо принятие закона о сохранении минерального богатства, вскрываемого

при отработке месторождений полостей (кристаллов, друз, натечных агрегатов), как ценного составляющего природного геологического наследия, принадлежащего народу и государству.

СПИСОК ИСТОЧНИКОВ

1. Ферсман А. Е. К морфологии и геохимии Тюя-Муюна // Труды по изучению радия. Т. 3. Л.: АН СССР, 1927. 93 с.
2. Ферсман А. Е. Тюя-Муонский радиевый рудник // Природа. 1924. № 1–6. С. 57–88.
3. Труды Геологического комитета. Новая серия. Вып. 181. Тюя-Муонское месторождение радия / А. П. Кириков. Л., 1929. 65 с.
4. Дублянский Ю. В. Гидротермокарст как рудоподготовительный процесс. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. 18 с.
5. Кутырев Э. И., Ляхницкий Ю. С. Роль карста в формировании месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и флюорита // Литология и полезные ископаемые. 1982. № 2. С. 54–69.
6. Кутырев Э. И., Михайлов Б. М., Ляхницкий Ю. С. Карстовые месторождения. Л.: Недра, 1989. 311 с.
7. Цыкин Р. А. Отложения и полезные ископаемые карста. Новосибирск: Наука, 1985. 165 с.
8. Мозгова Н. Н. Минерализованные полости в скалах Тетюхе // Зап. ВМО. 1963. № 92. С. 645–663.
9. Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. М.: АН СССР, 1961. 508 с.
10. Михайлев В. Н. Карст Киргизии / АН Киргизской ССР. Институт геологии им. М. М. Адышева. Фрунзе: Илим, 1989. 147 с.
11. Федорчук В. П. Геология ртути. М.: Недра, 1983. 270 с.
12. Федорчук В. П. Геология сурьмы. М.: Недра, 1985. 267 с.
13. Халмухамедов Т. Р., Завьялов Г. Е. Типы флюоритоносных полостей Бадашского месторождения (Южный Казахстан) // Геология и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых Средней Азии. Вып. 3. Ташкент: САИГИМС, 1981. С. 29–34.
14. Цыганко М. В., Халевин А. Н., Цурихин Е. А. Карстовая полость в шахте «Красная Шапочка» // Спелеология и спелестология. Сб. материалов IV Междунар. науч. конф. Набережные Челны: НИСПТР, 2013. С. 99–101.
15. The Naica caves survey / G. Badino [et al.] // Proc. of the 15th Intern. Congr. of Speleology. Kerrville, Texas: National Speleological Society, 2009. P. 1764–1769.
16. De Castro C. Le miniere di mercurio del Mt. Amiata // Mem. Descritt. Carta Geol. Ital. Vol. XVI. Roma, 1914. 207 p.
17. Любченко В. А., Пац В. М. Белореченское баритовое месторождение на Северном Кавказе // Разведка и охрана недр. 1967. № 12. С. 24–26.
18. Forti P., Sanna L. The Naica Project — A multidisciplinary study of the largest gypsum crystals of the world // Episodes. 2010. Vol. 33, no 1. P. 23–32. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2010/v33i1/004>.
19. La plataforma Triásica Alpujárride (Zonas internas de la Cordillera Bética, España) / I. Martín-Rojas [et al.] // Revista de la Sociedad Geológica de España. 2014. Vol. 27, no. 1. P. 63–78.
20. Arribas A., Tosdal R. M. Isotopic composition of Pb in ore deposits of the Betic Cordillera, Spain; origin and relationship to other European deposits // Economic Geology. 1994. Vol. 89, no. 5. P. 1074–1093. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.1074>.
21. Erwood R. J., Kesler S. E., Cloke P. L. Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions, Naica Mine, Chihuahua, Mexico // Economic Geology. 1979. Vol. 74, no. 1. P. 95–108. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.1.95>.
22. Stone J. G. Ore genesis in the Naica District, Chihuahua, Mexico // Economic Geology. 1959. Vol. 54, no. 6. P. 1002–1034. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.54.6.1002>.

23. The formation of gypsum megacrystals / J. M. García-Ruiz [et al.] // Geology. 2007. Vol. 35, no. 4. Pp. 327–330.
24. Degoutin N. Les grottes a cristaux de gypse de Naica // Sociedad Científica Antonio Alzate Rev. 1912. Vol. 32. P. 35–38.
25. Rickwood P. C. The largest crystals // American Mineralogist. 1981. Vol. 66. P. 885–907.
26. London D. New “Cave of the Crystals” at Naica, Chihuahua, Mexico // Earth Scientist. 2003. P. 24–27.
27. De Waele J., Naseddu A. Le Grotte di Miniera. Tra economia mineraria ed economia turistica. Bologna: Società Speleologica Italiana, 2005. 200 p.
28. A climatic control on the formation of gigantic gypsum crystals within the hypogenic caves of Naica (Mexico)? / P. S. Garofalo [et al.] // Earth and Planetary Science Letters. 2010. Vol. 289. P. 560–569. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.057>.
29. The origin of large gypsum crystals in the Geode of Pulpí (Almería, Spain) / A. Canals [et al.] // Geology. 2019. Vol. 47, no. 12. P. 1161–1165. <https://doi.org/10.1130/G46734.1>.
30. Sanz de Galdeano C. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present // Tectonophysics. 1990. Vol. 172, nos. 1–2. P. 107–119. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90062-D](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D).
31. Al-Hashimi W. S. Significance of strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England // Journal of Sedimentary Research. 1976. Vol. 46, no. 2. P. 369–376. <https://doi.org/10.1306/212F6F69-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
32. Playà E., Ortí F., Rosell L. Marine to non-marine sedimentation in the Upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: Sedimentological and geochemical evidence // Sedimentary Geology. 2000. Vol. 133, nos. 1–2. P. 135–166. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00033-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00033-6).
33. Sissingh W. Punctuated Neogene tectonics and stratigraphy of the African-Iberian plate-boundary zone: Concurrent development of Betic-Rif basins (southern Spain, northern Morocco) // Netherlands Journal of Geosciences. 2008. Vol. 87. P. 241–289. <https://doi.org/10.1017/S0016774600023350>.
34. Microclimate processes characterization of the giant Geode of Pulpí (Almería, Spain): Technical criteria for conservation / A. Fernández-Cortés [et al.] // International Journal of Climatology. 2006. Vol. 26, no. 5. P. 691–706.
35. Chernov A. A. Modern crystallography III: Crystal growth. Heidelberg: Springer Berlin, 1984. 521 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-81835-6>.
36. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide / J. Hansen [et al.] // Philosophical Transactions of the Royal Society A. 2013. Vol. 371. P. 20120294. <https://doi.org/10.1098/rsta.2012.0294>.

REFERENCES

1. Fersman A. E. Morphology and geochemistry of Tyuya-Muyun. *Publications on Radium*. Vol. 3. Leningrad: AS USSR; 1927. 93 p. (In Russ.).
2. Fersman A. E. Tyuya-Muyun radium mine. *Nature*. 1924; (1–6): 57–88. (In Russ.).
3. Proceedings of the Geological Committee. New series. Iss. 181. Tyuya-Muyun Radium Deposit / A. P. Kirikov. Leningrad; 1929. 65 p. (In Russ.).
4. Dublyanskiy Yu. V. Hydrothermokarst as an ore preparation process. Novosibirsk: IGIG SB AS USSR; 1985. 18 p. (In Russ.).
5. Kutyrev E. I., Lyakhnitskiy Yu. S. The role of karst in the formation of lead, zinc, antimony, mercury, and fluorite deposits. *Lithology and Mineral Resources*. 1982; (2): 54–69. (In Russ.).
6. Kutyrev E. I., Mikhailov B. M., Lyakhnitskiy Yu. S. Karst deposits. Leningrad: Nedra; 1989. 311 p. (In Russ.).
7. Tsykin R. A. Deposits and useful minerals of karst. Novosibirsk: Nauka; 1985. 165 p. (In Russ.).
8. Mозгова N. N. Mineralized cavities in the Tetyukhe skarns. *Zapiski RMO*. 1963 (92); 645–663. (In Russ.).

9. Smirnov S. S. Polymetallic deposits and Eastern Transbaikalian metallogeny. Moscow: AS USSR; 1961. 508 p. (In Russ.).
10. Mikhaylev V. N. Karst of Kyrgyzstan / Acad. of Sci. of the Kyrgyz SSR. Inst. of Geology named after M. M. Adyshev. Frunze: Ilim; 1989. 147 p. (In Russ.).
11. Fedorchuk V. P. Geology of mercury. Moscow: Nedra; 1983. 270 p. (In Russ.).
12. Fedorchuk V. P. Geology of antimony. Moscow: Nedra; 1985. 267 p. (In Russ.).
13. Khalmukhamedov T. R., Zavyalov G. E. Types of fluoride-bearing cavities of the Badash deposit (Southern Kazakhstan). *Geology and Patterns of Distribution of Non-metallic minerals of Central Asia*. Vol. 3. Tashkent: SAIGIMS; 1981. P. 29–34.
14. Tsyganko M. V., Halevin A. N., Tsurihin E. A. Karst cavity "Krasnaya Shapochka". *Speleology and speleology. Proc. of the IV Intern. sci. conf. Naberezhnye Chelny: NISPTR*; 2013. P. 99–101. (In Russ.).
15. The Naica caves survey / G. Badino [et al.]. *Proc. of the 15th Intern. Cong. of Speleology*. Kerrville, Texas: National Speleological Society; 2009. P. 1764–1769.
16. De Castro C. Le miniere di mercurio del Mt. Amiata // *Mem. Descritt. Carta Geol. Ital. Vol. XVI. Roma*; 1914. 207 p.
17. Lyubchenko V. A., Pats V. M. Belorechenskoye barite deposit in the North Caucasus. *Prospect and Protection of Mineral Resources*. 1967; (12): 24–26. (In Russ.).
18. Forti P., Sanna L. The Naica Project — A multidisciplinary study of the largest gypsum crystals of the world. *Episodes*. 2010; 33 (1); 23–32. <https://doi.org/10.18814/epiugs/2010/v33i1/004>.
19. La plataforma Triásica Alpujárride (Zonas internas de la Cordillera Bética, España) / I. Martín-Rojas [et al.]. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 2014; 27 (1): 63–78.
20. Arribas A., Tosdal R. M. Isotopic composition of Pb in ore deposits of the Betic Cordillera, Spain; origin and relationship to other European deposits. *Economic Geology*. 1994; 89 (5): 1074–1093. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.89.5.1074>.
21. Erwood R. J., Kesler S. E., Cloke P. L. Compositionally distinct, saline hydrothermal solutions, Naica Mine, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*. 1979; 74 (1): 95–108. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.74.1.95>.
22. Stone J. G. Ore genesis in the Naica District, Chihuahua, Mexico. *Economic Geology*. 1959; 54 (6): 1002–1034. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.54.6.1002>.
23. The formation of gypsum megacrystals / J. M. García-Ruiz [et al.]. *Geology*. 2007; 35 (4): 327–330.
24. Degoutin N. Les grottes a cristaux de gypse de Naica. *Societat Científica Antonio Alzate Rev.* 1912; 32: 35–38.
25. Rickwood P. C. The largest crystals. *American Mineralogist*. 1981; 66: 885–907.
26. London D. New "cave of the crystals" at Naica, Chihuahua, Mexico. *Earth Scientist*. 2003: 24–27.
27. De Waele J., Naseddu A. Le Grotte di Miniera. Tra economia mineraria ed economia turistica. Bologna: Società Speleologica Italiana; 2005. 200 p.
28. A climatic control on the formation of gigantic gypsum crystals within the hypogenic caves of Naica (Mexico)? / P. S. Garofalo [et al.]. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010; 289: 560–569. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.11.057>.
29. The origin of large gypsum crystals in the Geode of Pulpí (Almería, Spain) / A. Canals [et al.]. *Geology*. 2019; 47 (12): 1161–1165. <https://doi.org/10.1130/G46734.1>.
30. Sanz de Galdeano C. Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*. 1990; 172 (1–2): 107–119. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90062-D](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D).
31. Al-Hashimi W. S. Significance of strontium distribution in some carbonate rocks in the Carboniferous of Northumberland, England. *Journal of Sedimentary Research*. 1976; 46 (2): 369–376. <https://doi.org/10.1306/212F6F69-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
32. Playà E., Ortí F., Rosell L. Marine to non-marine sedimentation in the Upper Miocene evaporites of the Eastern Betics, SE Spain: Sedimentological and geochemical evidence. *Sedimentary Geology*. 2000; 133 (1–2): 135–166. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00033-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00033-6).
33. Sissingh W. Punctuated Neogene tectonics and stratigraphy of the African-Iberian plate-boundary zone: Concurrent development of Betic-Rif basins (southern Spain, northern Morocco). *Netherlands Journal of Geosciences*. 2008; 87: 241–289. <https://doi.org/10.1017/S0016774600023350>.
34. Microclimate processes characterization of the giant Geode of Pulpí (Almería, Spain): Technical criteria for conservation / A. Fernández-Cortés [et al.]. *International Journal of Climatology*. 2006; 26 (5): 691–706.
35. Chernov A. A. Modern crystallography III: Crystal growth. Heidelberg: Springer Berlin; 1984. 521 p. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-81835-6>.
36. Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide / J. Hansen [et al.]. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*. 2013; 371: 20120294. <https://doi.org/10.1098/rsta.2012.0294>.

Юрий Сергеевич Ляхницкий

Кандидат геолого-минералогических наук, ведущий специалист, отдел по связям с общественностью, Центр научно-методического и организационного обеспечения государственного геологического картографирования

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

yuri_lyahnitsky@karpinskyinstitute.ru

Yuriy S. Lyakhnitskiy

PhD (Geology and Mineralogy), Leading Specialist, Public Relations Department, Centre of Scientific-Methodological and Organizational Support of State Geological Mapping

All-Russian Geological Research Institute of A. P. Karpinsky, Saint Petersburg, Russia

yuri_lyahnitsky@karpinskyinstitute.ru

Конфликт интересов: автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Conflict of interest: the author declares no conflicts of interest.

Статья поступила в редакцию 28.03.2024
Одобрена после рецензирования 09.08.2024
Принята к публикации 20.03.2025

Submitted 28.03.2024
Approved after reviewing 09.08.2024
Accepted for publication 20.03.2025