

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Препринт № 1

Ю.В. Дублянский

ГИДРОТЕРМОКАРСТ
КАК РУДО-
ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЙ
ПРОЦЕСС

НОВОСИБИРСК 1985

В последнее время все большее внимание геологов привлекают рудоподготовительные процессы, влияющие на мобилизацию рудных компонентов, определяющие условия переноса и создающие среду, необходимую для их концентрации /12/. Одним из важнейших рудоподготовительных процессов при формировании месторождений в карбонатных породах является гидротермокарст.

Целью настоящей работы является рассмотрение процесса гидротермокарста, определение его феноменологических границ, черт сходства и различия с обычным карстом, критериев выделения и возможных взаимоотношений с рудной и нерудной минерализацией.

В карстологической литературе можно встретить более 40 определений термина "карст". Так как этот процесс весьма сложен и изучается представителями различных наук геологического и географического циклов, то неудивительно, что многие определения далеко не достаточно отражают его сущность, а нередко и просто противоречат друг другу. Чтобы избежать терминологической путаницы, автор вслед за Г.А.Максимовичем /8/ понимает под карстом процесс химического и отчасти механического воздействия подземных и поверхностных вод на растворимые проницаемые горные породы. Гидротермокарст – это процесс выщелачивания горных пород нагретыми растворами с образованием и последующим заполнением полостей /9/. В гидрогеологической литературе границу между холодными и термальными водами проводят в интервале от 10 до 20°C /18/. В дальнейшем изложении примем в качестве границы холодного и гидротермокарста температуру 20°C.

Концепция гидротермокарста не является новой. Первые её положения рассмотрены еще Ван-Хайзом /30/. В дальнейшем к этой концепции не раз обращались как карстологи /26,9/, так и гео-

логи-рудники (см. сводку /24/). Однако в большинстве работ, посвященных гидротермокарсту, только констатируется его наличие и описываются проявления. Детальный анализ процесса до сих пор не проводился.

Гидротермокарст - один из большого числа процессов, протекающих при функционировании гидротермальной системы. Поэтому, прежде чем переходить к его рассмотрению, следует задаться моделью этой системы. Наиболее удобной для наших целей представляется обобщенная модель С.Д.Малинина /II/. Она представляет собой столб воды или электролита, по всей высоте насыщенной CO_2 . Давление воды изменяется по гидростатическому закону, а температура - линейно от максимума внизу до минимума вверх. Вода находится в стационарном восходящем движении.

Для развития карстового процесса необходима совместная реализация четырех условий /I?/: наличие растворимых пород; наличие их трещинной и поровой проницаемости; наличие движущихся вод; наличие у вод агрессивности по отношению к породам. Попытаемся сравнить процессы холодного и гидротермального карста по этим условиям.

Наличие растворимых пород. Агрессивность поверхностных вод определяется в основном их кислотной реакцией. Поэтому к карстующимся обычно относят породы, обладающие высокой растворимостью в кислой среде. Однако в условиях гидротермального процесса могут активно растворяться даже минералы очень устойчивые в обычных условиях. Так, при высоких давлениях и температурах в сильно щелочной среде растворимость самой устойчивой полиморфной модификации кремнезема - кварца, может достигать 1,2 вес.% /2I/. Полевые шпаты и пироксены также быстро растворяются как в щелочных, так и в кислых растворах /4/. Поэтому при высоких температурах, давлениях и широких вариациях других физико-химических характеристик (рН, концентрация солевых компонент и др.), характерных для гидротермального процесса, свойствам "карстующести" могут обладать различные осадочные, эффузивные и даже интрузивные породы.

В подтверждение можно привести данные о каналоподобных пустотах и полостях в кварцитах Pb-Zn месторождений района Гилмен в США /15/, о "продушинах" в геденбергитовых скарнах Приморья /4, I/, о значительных по длине (десятки и сотни метров)

пещерах в железистых кварцитах Венесуэлы, Бразилии и Украинского Кристаллического Шита /10/, о гигантских (объем более 30 млн.м³) полостях в ортокварцитах и кварцевых песчаниках свиты рораима в Венесуэле /29/.

Итак, характерной чертой гидротермокарста представляется возможность развития процесса в более широком по сравнению с холодным карстом спектре пород.

Поровая и трещинная проницаемость пород - один из важнейших факторов, определяющий динамику движения растворов. Многочисленные литературные данные по проницаемости карбонатных закарстованных пород и пород, вмещающих рудные месторождения, а также данные изучения современных гидротермальных систем /20/ позволяют прийти к выводу о том, что фильтрационные характеристики среды холодного и гидротермокарста существенно не различаются.

По Н.П.Ермакову /4/ эффективная пористость карбонатных пород достигает 21 об.%. Не менее высокую поровую проницаемость могут иметь и некарстующиеся осадочные кластические породы - песчаники, конгломераты, туфы и туфобрекчии (эффективная пористость до 13,0-25,0 об.%) и значительную - кислые эффузивные и интрузивные породы (до 8,6 и 2,0 об.% соответственно).

Важнейшую роль в концентрированном движении подземных вод играет трещинная проницаемость. Как карстологи, так и специалисты по рудным месторождениям придают основное значение в движении растворов при образовании пещер и гидротермальных месторождений структурно-тектоническому фактору.

Наличие движущихся вод. Как в холодном, так и в гидротермокарсте можно выявить различное по динамическим характеристикам движение вод - диффузионное, ламинарное, турбулентное. Относительное развитие их неодинаково на различных этапах существования и в различных частях карстовой или гидротермальной системы. У холодных карстовых вод преобладает нисходящее направление движения, у гидротермальных - восходящее.

Наличие агрессивности вод. Известно, что факторами растворимости пород являются температура, давление, pH раствора и концентрация солевых компонент. Эти характеристики различны для холодных карстовых и гидротермальных систем. В связи с недостатком данных сравнение будет проведено только для наиболее

изученного карбонатного карста.

Температура холодных карстовых вод колеблется в нешироких пределах от 0 до 20°C. При этом растворимость CaCO_3 в чистой воде ($p\text{CO}_2 = 0,00032$) снижается на 25% (с 81 до 60 мг/л, /17/).

Температура гидротермальных растворов колеблется в значительно более широких пределах. Верхней границей здесь служит фазовый переход раствор-флюид. Однако, вследствие ретроградной растворимости карбонатов, роль высоких температур в растворении невелика. Чистая нейтральная вода при температуре около 300°C практически инертна по отношению к карбонатам.

Давление холодных карстовых вод в общем случае колеблется от атмосферного до гидростатического и зависит от этапа развития, на котором находится карстовая система. Рост давления вызывает увеличение агрессивных свойств воды /28/. Давление в гидротермальной системе обычно лежит в пределах между гидростатическим и геостатическим, в отдельных случаях превышая последнее /21/. Давление в такой системе - фактор, подверженный весьма значительным флуктуациям.

Холодные карстовые воды в начале пути фильтрации характеризуются слабо-кислой реакцией, определяемой поступлением CO_2 из атмосферного ($p\text{CO}_2 = 3 \cdot 10^{-4}$) и почвенного ($p\text{CO}_2 = n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-1}$) воздуха. По мере проникновения вглубь массива воды нейтрализуются, а затем приобретают слабощелочную реакцию. Однако, существенную роль в формировании кислотности карстовых вод может играть увеличение растворимости CO_2 при повышении гидростатического давления, влияние других минеральных и органических кислот, а также привнос эндогенной CO_2 в тектонически активных зонах /23/.

В рамках принятой модели гидротермальной системы рассматривается только эндогенный источник CO_2 . В этом случае количество растворенной углекислоты уменьшается по направлению к земной поверхности от 5-6 вес.% на глубине 3000 м, до 0 вес.% у поверхности /11/. Кроме режима углекислоты, значение pH в гидротермальной системе функционально связано с многими факторами, в том числе с концентрацией растворенных солей, степенью их диссоциации, температурой, давлением и др. В наиболее общем виде выделяются четыре стадии: ранняя (высокотемпературная) щелочная, кислотная, поздняя щелочная и заключительная нейтральная.

На это эволюционное изменение режима кислотности-щелочности накладываются относительно кратковременные сдвиги равновесия в сторону щелочности, связанные с резкими падениями давления в системе при тектонических подвижках /13/.

Солевые компоненты в холодных карстовых водах могут быть связаны с наличием соленосных отложений в геологическом разрезе, либо с седиментационными водами. Последние могут играть существенную роль в зоне затрудненного водообмена. В зоне активной циркуляции роль седиментационных вод уменьшается по мере промывания пород. Холодные карстовые воды обычно солевыми компонентами бедны.

Источники солевых компонент в гидротермальных растворах весьма разнообразны. Многочисленные исследования включений в минералах показывают, что эти растворы практически всегда являются водно-солевыми системами, причем концентрация солей в них может достигать очень высоких значений (гидротермальная рапа).

Принципиальная схема растворимости CaCO_3 в условиях холодного карстового и гидротермокарстового процесса представлена на рис. I. При ее построении были использованы материалы С. Д. Малинина, В. Н. Дублянского и Ю. И. Щутова /II, 3/. Кривая а иллюстрирует представления карстологов о затухании карстового процесса с глубиной. Растворимость кальцита в гидротермальных условиях (кривая б) неизменно возрастает на всем пути движения нагретого раствора. И только недалеко от земной поверхности происходит обращение процесса. Такой характер изменения растворимости должен приводить к активному растворению карбонатов в глубоких частях геологического разреза и быстрому выпадению их в близповерхностной части. Таким образом, правая ветвь гра-

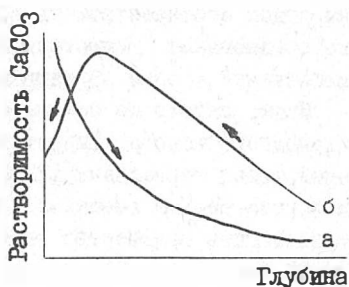


Рис. I. Принципиальная схема изменения растворимости CaCO_3 с глубиной в холодной карстовой (а) и гидротермальной (б) системах. Стрелками показано направление движения вод.

фика будет соответствовать в геологическом разрезе зоне возможного образования гидротермокарстовых полостей. Левая ветвь соответственно — зоне образования кальцитовых жил.

Итак, каковы же основные черты, отличающие гидротермокарст от холодного карста. Гидротермокарстовые полости образуются под воздействием термальных ($T > 20^{\circ}\text{C}$) растворов. Давление при этом может быть весьма высоким. Также высоких абсолютных значений может достигать количество растворенной в воде CO_2 (до 5–6 вес.%) и солей (до 50 вес.%). Процесс протекает ниже термодинамического барьера, лежащего на глубине около 200–500 м (положение барьера зависит от температурного режима системы). Движение гидротермокарстовых вод восходящее, что обуславливает своеобразие морфологии полостей. Процесс гидротермокарста может охватывать некоторые породы, обычно относимые к некарстуемым.

До сих пор мы говорили о формировании полостей (спелеогенез). В понимании А.Е.Ферсмана /22/ и Г.А.Максимовича /9/ процессы холодного карста и гидротермокарста включают не только образование, но и заполнение полостей.

Отложения холодных карстовых полостей хорошо освещены в литературе /17,8 и др./. На разных этапах развития в них могут отлагаться остаточные, обвальные, водные хемогенные, водные механические, криогенные, органогенные и антропогенные отложения.

В гидротермокарстовых полостях спектр отложений много уже. Остаточные отложения представлены "известковой глиной", доломитовым песком и другими продуктами растворения пород. Обвальные отложения представлены специфическими образованиями — брекчиями растворения-обрушения /24/. Водные хемогенные отложения представлены минералами и рудами, выпадающими вследствие эволюции физико-химических параметров гидротермальной системы. Остальные типы пещерных отложений гидротермокарстовым полостям не свойственны. В неразрывной связи с образованием гидротермокарстовых полостей должно рассматриваться и формирование кальцитовых жил над ними. Последние, кстати, могут использоваться в качестве индикаторного признака гидротермокарста.

Таким образом, между холодным карстом и гидротермокарстом существуют коренные генетические различия. В то же время, результаты действия этих двух процессов в земной коре довольно сходны — это карстовые полости и их заполнитель. Поэтому необ-

ходимы критерии с помощью которых их можно было бы различать. В литературе описываются три группы критериев /25/: морфологические, гидрогеологические и седиментологические.

Морфологически среди гидротермокарстовых пещер выделяются три группы: пещеры-щели, пещеры-сферы, пещеры-камеры. Пещеры-щели формируются при гидротермальной проработке тектонических трещин. Пещеры-сферы состоят из радиально-ветвящихся ходов со сферическими камерами и куполами. Пещеры-камеры представляют собой залы, вскрытые при провалах сводов или горных работах. Следует, вероятно, выделить еще группу пещер-труб, формирующихся на пересечении тектонических трещин. Структуры такой формы нередко отмечаются на гидротермальных месторождениях в карбонатных породах /14/. Из всех перечисленных форм только пещеры-сферы свойственны исключительно гидротермокарсту. Пещеры-камеры можно выделять, используя морфометрические показатели. Удельный объем подобных полостей всегда больше $100 \text{ м}^3/\text{м}$. Более четки отличия систем карстовых полостей. Для холодного карста характерно приращение вертикальных колодцев к горизонтальным галереям сверху, а для гидротермокарста - снизу (рис.2).

Гидрогеологические критерии. Эта группа критериев пригодна, практически, лишь для полостей, находящихся на гидротермальном этапе развития. Основным признаком здесь является наличие термальных ($T > 20^\circ\text{C}$) минерализованных (2-25 г/л) вод. Для полостей, прошедших гидротермальный этап развития, косвенным признаком участия в их образовании гидротерм может служить наличие поблизости источников с повышенной температурой и специфическим составом /25/.

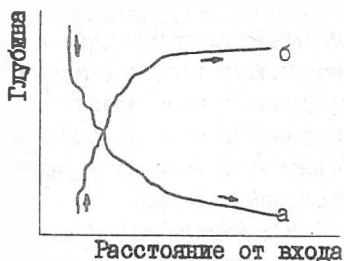


Рис.2. Принципиальная схема формирования систем карстовых полостей: а - холодной; б - гидротермальной (по Кутыреву и др.,/5/). Стрелками показано направление движения вод.

Минералого-седиментологические критерии. Гидротермокарстовым полостям могут быть свойственны специфические черты спелеолитогенеза, кратко охарактеризованные выше. Однако, отсутствие характерных минеральных образований не может служить однозначным указанием на холодный генезис полости — они могли не образовываться, либо быть уничтожены на последующих этапах развития карстовой системы.

В качестве еще одного, геохимического критерия гидротермокарста, можно использовать тот факт, что практически всегда при функционировании гидротермальной системы во вмещающих горных породах возникают характерные изменения боковых пород и зональность. У холодного карста такие изменения и зональность отсутствуют.

Указанием на возможность развития в карбонатных массивах гидротермокарстовых полостей могут служить кальцитовые жилы (к примеру массивы Горного Крыма) и толщи травертинов (Кавказские Минеральные Воды, Армения, Средняя Азия). Однако, образование известковых туфов может происходить и у выходов холодных источников. Поэтому для получения надежных выводов необходимо проведение специальных палеотемпературных исследований (гомогенизация включений, изотопный состав кислорода, углерода и пр.).

При отсутствии в истории геологического развития района периодов значительных опусканий земной коры, признаком возможного гидротермокарста может служить существование полостей много ниже базиса эрозии. Такие полости нередко вскрываются буровыми скважинами на ртутных и сурьмяных месторождениях Южной Киргизии и в других районах.

Очевидно, что рассмотренные критерии далеко не однозначны. Хотя, как мы уже видели, различия между процессами гидротермального и холодного карста весьма существенны, исследуя не сами процессы, а лишь их результаты, выделить из множества карстовых полостей подмножество полостей гидротермокарстовых, зачастую весьма трудно. В большинстве случаев это можно сделать лишь предположительно. Ситуация осложняется еще тем, что гидротермокарстовые полости по-видимому чрезвычайно редко доходят до нас "в чистом виде". Возможны пространственные наложения как гидротермокарста на более молодые формы холодного карста, так и обратное наложение. Второй случай, по-видимому, более распро-

транен. Кроме того, не исключено и временное наложение этих двух процессов, приводящее к образованию полостей смешанного генезиса.

В связи с этим, перечисленные выше критерии необходимо применять совместно с анализом палеогеографической и палеогидрогеологической обстановки и этапов развития гидротермальной системы. Большое внимание при этом следует уделить точному определению времени зарождения гидротермальной системы в общей истории геологического развития района.

Относительно рудообразования гидротермокарстовый процесс может быть дорудным, сорудным и пострудным. Наиболее "выгоден" для рудообразования – первый случай. В этом случае гидротермокарстовые полости являются либо рудоподводящими, либо рудокализующими структурами, в зависимости от положения их в гидротермальной системе. Такой случай реализуется, по-видимому, на многих месторождениях ртути карбонатного типа, к примеру на месторождениях группы Бирксу в Южной Фергане.

Случай сорудного гидротермокарста более сложен. Примером такого взаимоотношения может служить Олькушское месторождение свинцово-цинковых руд в ПНР. Здесь выделяется пять стадий минерализации, за каждой из которой следует стадия брекчирования /27/. Брекирование связано с растворяющей деятельностью гидротермальных растворов.

Пострудный гидротермокарст также достаточно интересен в практическом отношении. В гидротермокарстовых полостях, сформировавшихся на Хайдарканском ртутном месторождении после основной рудной стадии, встречены крупные друзы кальцита, арагонита, а также мраморный оникс. Это позволило открыть на базе Хайдарканского ртутного комбината сувенирный цех /19/.

Самостоятельный интерес представляют гидротермокарстовые полости в районах развития нерудной минерализации. Здесь к ним приурочено появление оптических разностей исландского шпата, флюорита, барита и целестина. Примером могут служить районы Магиана и Маргузора в Таджикистане и Зеравшано-Гиссарская горная область /6,7/. По наблюдениям автора полостью, вмещающей одно из первых в России, Байдарское месторождение исландского шпата в Крыму /16/, также является гидротермокарстовая пещера-сфера.

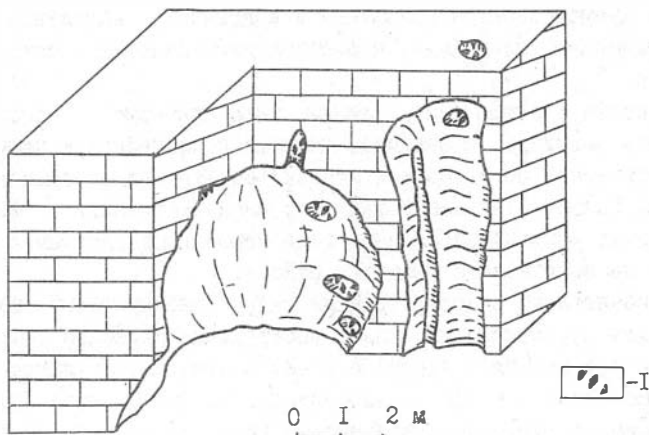


Рис.3. Пещера-сфера Форосская: I - кристаллы исландского шпата.

Из вышесказанного видно, что процесс гидротермокарста широко распространен при функционировании гидротермальных систем на тех участках земной коры, где в разрезе есть толщи карбонатных пород. Подвержены карстованию в гидротермальных условиях и другие, менее растворимые породы.

В качестве примера использования вышеизложенных соображений можно привести исследование гидротермального этапа развития карста Горного Крыма. Здесь гидротермокарст проявился в "чистом" виде, без рудной минерализации, что облегчает его изучение, и, кроме того, позволяет использовать его в качестве объекта-аналога при изучении гидротермокарста на рудных месторождениях.

Горный Крым длительное время считался областью развития классического холодного карста. Однако, в процессе многолетних геолого-карстологических работ, стали накапливаться факты, необъяснимые в рамках концепции холодного карста. К этим фактам относится наличие полостей, морфологию которых нельзя объяснить обычной гравитационной гидродинамикой. Полости эти имеют вид одиночных или сопряженных сфер (пещера Форосская, рис.3) или перевернутых чаш (пещера Карани, рис.4). Такие пещеры нередко содержат кальцитовую минерализацию. Шарообразные полости, заполненные красно-бурой "известковой" глиной, иногда с крупными

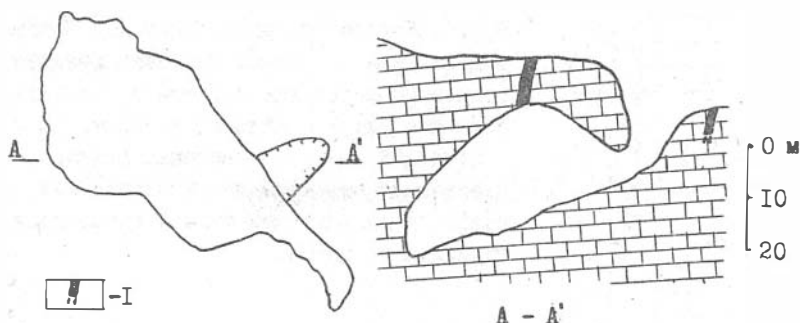


Рис.4. Предположительно гидротермокарстовая пещера Карани:
I - кальцитовые жилы.

(до 40 см) кристаллами исландского шпата, вскрываются карстовыми шахтами Ход Конем (рис.5), Молодежная и др. на глубинах 80-200 м, а также горными работами в известняковых карьерах. Как правило, в непосредственной близости от таких полостей можно встретить мощные (до 12 м) кальцитовые жилы.

В связи с этим была высказана гипотеза о существовании гидротермокарстового этапа развития водонапорной системы Горного Крыма/24/.

Для исследования гидротермальной системы Горного Крыма автором были применены методы термобарогеохимии. Анализировался кальцит из многочисленных жил в карстовых массивах, монокристаллический исландский шпат из пещер-сфер и раздувов жил, а также кварц и кальцит из редких проявлений в аргиллито-алевролитопесчаниковых толщах Таврической серии. Анализ данных, полученных методами гомогенизации включений, криометрии, волюмометрии и газовой хроматографии позволяет реставрировать гидротермальную систему Горного Крыма в следующем виде.

Температуры растворов на начальном этапе функционирования системы достигали 220°C. Растворы содержали Si и Ca, отлагавшиеся в виде весьма незначительных масс кварца (мелкие кристаллы бипирамидально-призматического облика) и кальцита (тонкие невыдержанные прожилки в отложениях Таврической серии).

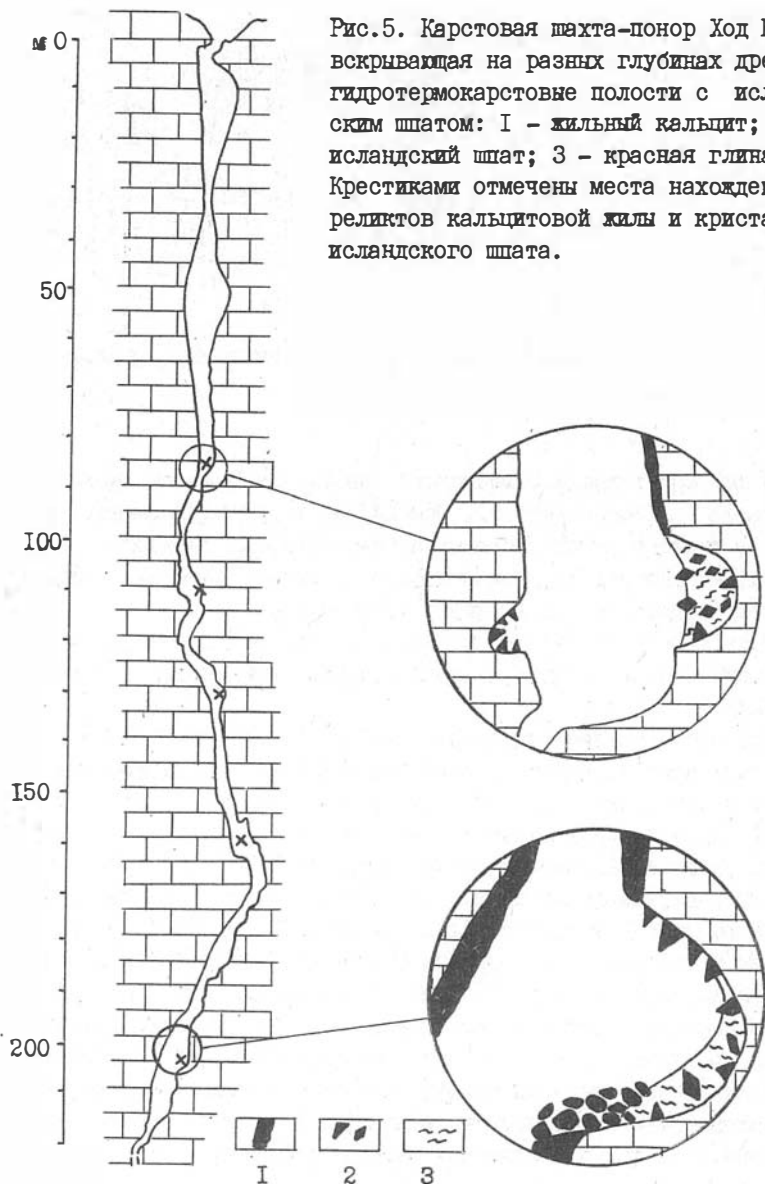


Рис.5. Карстовая шахта-понор Ход Конем, вскрывающая на разных глубинах древние гидротермокарстовые полости с исландским шпатом: 1 - жильный кальцит; 2 - исландский шпат; 3 - красная глина. Крестиками отмечены места нахождения реликтов кальцитовой жилы и кристаллов исландского шпата.

В дальнейшем температура растворов постепенно снижалась. При температурах 80–30°С произошло отложение основных масс кальцита в виде мощных жил и кристаллов исландского шпата в раздувах жил и полостях.

Формирование кальцита происходило в пять этапов, каждый из которых фиксируется в виде пика на гистограмме распределения температур гомогенизации. Достоверность различия этих пиков установлена методами математической статистики (критерий 2σ). Сравнение распределений температур гомогенизации включений в жильном кальците и монокристаллическом исландском шпате показало, что и тот и другой – продукты последовательных этапов функционирования единой гидротермальной системы (рис.6). Об этом же свидетельствует упрощение водно-солевого состава растворов по мере снижения температуры от $\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{H}_2\text{O}$ (жильный кальцит) до $\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ (исландский шпат).

В газовой фазе включений всех исследованных разностей кальцита устанавливаются различные количества CO_2 (от 20 до 300 мг/кг породы) и редко CH_4 (до 2,6 мг/кг породы). Отсутствуют газы, могущие иметь атмосферное происхождение – O_2, N_2 .

Очевидно, что источником кальцита, слагающего жилы в Горном Крыму, являются нижележащие толщи верхнеюрских известняков. Значительность объема кальцита, локализуемого на глубинах до 200–250 м (объем одной жилы может достигать $2-3 \cdot 10^6 \text{ м}^3$), говорит о широком развитии растворения известняков в низах геологического разреза. Такое растворение должно приводить либо к разуплотнению пород, либо к образованию достаточно крупных полостей, в зависимости от того, было ли движение растворов рассеянным, или концентрированным. Для выяснения этого вопроса был

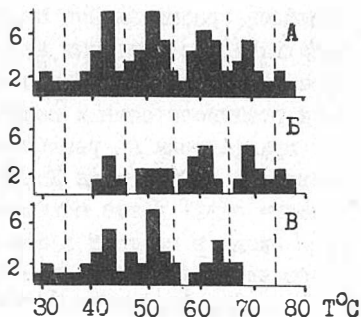


Рис.6. Распределение температур гомогенизации газозидких включений: А – интегральная гистограмма; Б – жильный кальцит; В – исландский шпат; пунктир-границы температурных групп.

проведен сравнительный анализ ориентировки тектонической трещиноватости, кальцитовых жил и холодных карстовых полостей на Карабийском карстовом массиве. Диаграммы направлений тектонической трещиноватости и генеральных простираний карстовых полостей практически не различаются (гипотеза о случайности различий проверена по критерию Колмогорова-Смирнова). Карстовые полости в целом очень четко контролируются тектонической трещиноватостью. Входы в полости в 65% случаев расположены непосредственно в трещиноватых зонах, а в 18% - лежат на их продолжениях.

Кальцитовые жилы используют значительно более узкий спектр направлений по сравнению с холодными карстовыми полостями. Это свидетельствует о том, что жилы, как образования более раннего этапа развития Горного Крыма используют лишь тот набор тектонических трещин, который существовал ко времени их формирования. Два направления - $80-90^{\circ}$ и $320-330^{\circ}$ выделяются в виде пиков на всех трех диаграммах. Именно в полостях такого простирания встречены вскрытые ими кальцитовые жилы и древние гидротермокарстовые полости с остаточной глиной и кристаллами исландского шпата.

Анализ литературных данных, касающихся возраста гидротермальной минерализации и возраста разрывных нарушений Горного Крыма позволяет считать наиболее вероятным временем существования описанной гидротермальной системы период с верхнего мела по нижний плиоцен. К началу этого периода (условно $K_2 - P_1$) Главная гряда Крымских гор представляла собой невысокий хребет с пологими склонами. Формирование структурно-денудационного рельефа гряды происходило на фоне периодических небольших поднятий. Зона активного водообмена имела еще сравнительно небольшую мощность (рис. 7А). В верхней части зоны замедленной циркуляции, мощностью порядка 200-300 м, формировались кальцитовые жилы. Ниже по геологическому разрезу движение агрессивных гидротермальных растворов приводило к образованию гидротермокарстовых полостей.

На следующем этапе (условно $P_1 - N_2^1$) восходящие движения несколько усилились. Это привело к увеличению зоны активной циркуляции и смещению вниз по геологическому разрезу термодинамического барьера растворение-отложение $CaCO_3$. Образованные ранее гидротермокарстовые полости оказались в пределах глубин,

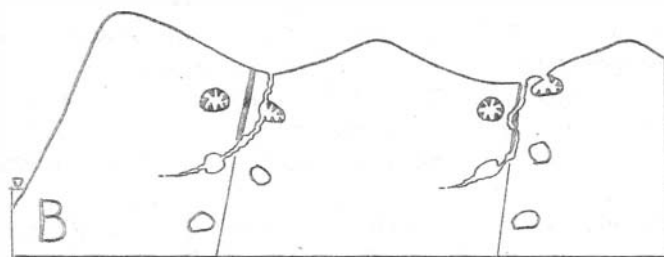
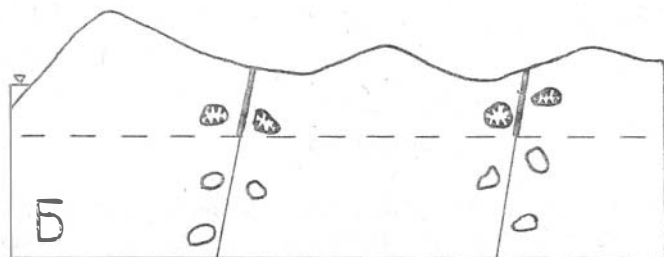
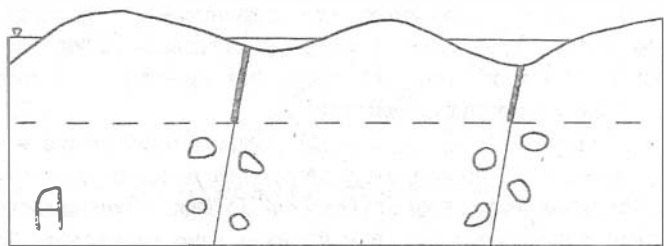


Рис.7. Этапы образования, заполнения и вскрытия гидротермокарстовых полостей Горного Крыма : А - ; Б - ; В - ;
 1 - зальцитовые жилы; 2 - исландский щит; 3 - гидротермокарстовые полости; 4 - холодные карстовые полости; 5 - разрывные нарушения; 6 - положение термодинамического барьера растворение-отложение CaCO_3 ; 7 - верхнеюрские известняки; 8 - уровень моря.

на которых стало возможным их заполнение кальцитовым материалом (рис.7,Б). Такие полости представляли собой гидродинамические "ловушки" для растворов, где кальцит отлагался в виде крупных идиоморфных кристаллов.

В дальнейшем ($N_2^2-N_2^3$ и Q_1-Q_4 гидрогеологические этапы) зоны проработки известняков гидротермальными растворами нередко использовались холодными карстовыми водами. Многочисленные вертикальные карстовые полости и провалы дниц карстовых воронок вскрывают древние полости гидротермального происхождения (рис.7,В).

Литература

1. Булавко Н.В. Три типа карста Дальнегорского района Приморья. - В кн.: Карст Дальнего Востока: научное и практическое значение карстологических исследований. Владивосток, 1981, с.21-22.
2. Дублянский Ю.В., Дублянский В.Н. Образование гидротермокарстовых полостей. - В кн.: Пещеры. Пермь, 1984, с.37-42.
3. Дублянский В.Н., Шутов Ю.И. Основные проблемы гидрохимии карбонатного карста. Землеведение, № II, 1977, с.108-125.
4. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М.: Недра, 1972, -175 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. Левен Я.А. Возраст и генезис пещер Магиана и Маргузора. - В кн.: Труды Самаркандского ун-та, Новая серия, вып.134, Самарканд, 1963, с.60-64.
7. Левен Я.А. Вопросы генезиса оптического флюорита на месторождениях Зеравшано-Гиссарской горной области. - В кн.: Труды Самаркандского ун-та, Новая серия, вып.116, Самарканд, 1961, с.35-51.
8. Максимович Г.А. Основы карстоведения. Т.1, Пермь, 1963, - 443 с.

9. Максимович Г.А. Основы карстovedения. Т.П, Пермь, 1969, с.42I-478.
10. Максимович Г.А. Полезные ископаемые и вещества пещер. - Гидрогеология и карстovedение, вып.6, Пермь, 1975, с.140-149.
11. Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979, -110 с.
12. Наумов Г.Б., Ермолаев Н.П. и др. Геохимическая роль и место рудоподготовительных процессов в моделях эпигенетического рудообразования. - В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.1, Новосибирск, 1983, с.34-42.
13. Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования. Геология рудных месторождений, 1977, № 1, с.13-23.
14. Проблемы образования рудных столбов. Тезисы докладов симпозиума. Новосибирск, 1969, -181 с.
15. Рудные месторождения США. Т.1, М.: Мир, 1972, -360 с.
16. Соколов В.Д. Месторождение калыцита у Байдарских ворот в Крыму. -Bul. Soc. Imper. des Natur de Moscou № 2-3, М., 1898, с.72-73.
17. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М., 1962, -321 с.
18. Справочное руководство гидрогеолога. Т.1, Л.: Недра, 1979, -512 с.
19. Султанов Э.С. Алайские самоцветы. - В кн.: Пещеры, вып.16, Пермь, 1976, с.157.
20. Трухин Ю.П., Петрова В.В. Некоторые закономерности современного гидротермального процесса. М.: Наука, 1976, -178 с.
21. Файф А., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981, -435 с.
22. Ферсман А.Е. Геохимия пещер. Природа, 1952, №3, с.22-27.
23. Якуч Л. Морфогенез карстовых областей. М.: Прогресс, 1979, -388 с.
24. Dzulynski S. Hydrothermal karst and Zn-Pb sulfide ores. -Rocz. Pol. tow. geol. V.XLVI, 1-2, p.217-230, Krakow, 1976.
25. Dublanskiy V.N. Hidrothermal karst in Alpine folded belt of southern part of USSR. -Kras i speleologia, v.3 Katowice, 1980, p.18-36.

26. Pávai-Vajana F. Über die Rolle heisser Lösungen, Dämpfe und Gase bei der Höhlenbildung.-Hidrogeologiai Közöny, 10-11, p.63-69, Budapest, 1931.

27. Sass-Gustkiewicz M. Zinc and lead mineralization in collapse breccias of the Olkusz mine (Cracow-Silesian region, Poland). -Roczn. Poi. tow. geol. V.XLV, p.303-326; Krakow, 1975.

28. Thrailkill J. Chemical and Hydrologic Factors in the Excavation of Limestone Caves. -Bull. Geol. soc. Amer. v.79, w.1, 1968, p.19-46.

29. Urbani F. Les karsts gréceux du Venezuela. -Spelunca, 1978, 1, p.25-27.

30. Van-Hise Ch.R. Treatise on Metamorphism. -Monogr. US. Survey, 47, 1904, p.12-86.

Технический редактор Н.Н. Александрова

Подписано к печати 21.02.85. МН 05057.
Бумага 60×84/16. Печ.л. 1,25. Уч.-изд.л. 1,0.
Тираж 200. Заказ 70.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.