

МЕЖДУНАРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ ИНЖЕНЕР-ГЕОЛОГОВ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
НАЦИОНАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ ГЕОЛОГОВ РОССИИ
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АДМИНИСТРАЦИЯ ПЕРМСКОЙ ОБЛАСТИ

INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGISTS
NATIONAL COMMITTEE OF GEOLOGISTS OF RUSSIA
RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
MINISTRY OF EDUCATION AND SCIENCES OF RUSSIAN FEDERATION
MANAGEMENT OF PERM AREA

**КАРСТОВЕДЕНИЕ – XXI ВЕК:
ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ И ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

МАТЕРИАЛЫ
МЕЖДУНАРОДНОГО СИМПОЗИУМА
25 – 30 мая 2004, Пермь (Россия)

**KARSTOLOGY – XXI CENTURY:
THEORETICAL AND PRACTICAL SIGNIFICANCE**

PROCEEDINGS OF THE
INTERNATIONAL SYMPOSIUM
25 – 30 May, 2004 Perm (Russia)

РОССИЯ, ПЕРМЬ 2004
RUSSIA, PERM 2004



Библиографический список

1. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М.: ГУГК, 1968, т. I-IV.
2. Гидрогеология СССР. т. XIV, Урал. М.: Недра, 1972.
3. Горбунова К. А., Андрейчук В. Н., Костарев В. П., Максимович Н. Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1992.
4. Дублянская Г. Н., Дублянский В. Н. Картографирование, районирование и инженерно-геологическая оценка закарстованных территорий. Новосибирск, 1992.
5. Дублянская Г. Н., Дублянский В. Н. Карстующиеся породы и типологическое районирование закарстованных территорий // Инженерная геозкология. Гидрогеология. Геокриология. 1994, № 6.
6. Дублянская Г. Н., Дублянский В. Н. Теоретические основы изучения парагенезиса карст-подтопление. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1998.
7. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь: Пермское книжное издательство, 1958.
8. Саваренский И. А. Схема распространения литологических типов карста на территории СССР (с картой масштаба 1 : 7 500 000) . М.: 1967.
9. Сычкин Г.Н. К вопросу о западной границе распространения карста в Пермском Приуралье // Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды. Пермь: Изд-во ПТУ, 1997.

А.А. Сафронова
ЗАО НПЦ «КАРСТ», Дзержинск, Россия

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ КАРБОНАТНОЙ МУКИ

Массивы карбонатных пород в континентальных условиях значительно преобразуются в течение нескольких эпох развития карста. Растворение и разрушение карбонатных пород приводит не только к формированию классических карстопроявлений – пещер, карстовых провалов и т.п., но и образованию значительных по мощности и простираию слоев карбонатной муки, которая является конечным продуктом преобразования карбонатных пород при карстовании. Выделено две разновидности карбонатной муки: мука, представляющая собой связный грунт, сохранивший макротекстуру и ориентировку трещин скальных пород; мука, находящаяся в рыхлом, несвязном состоянии.

FEATURES OF A CARBONATE FLOUR FORMATION

Carbonate rocks in continental conditions will considerably be transformed during several epoch of karst development. Dissolution and the destruction of carbonate rocks results not only in formation of classical karst phenomena - caves, sinkholes etc., but also to formation significant on capacity and stretching layers of a carbonate flour, which is a final product of transformation of carbonate rocks at karst. Two versions of a carbonate flour are allocated: a flour representing a coherent ground and a flour which is taking place in a friable, inconsistent condition.

Вопросами происхождения доломитовой муки занимались в различных регионах многие исследователи (Н.П. Кротов, Н.В. Коломенский, Л.В. Пустовалов, Н.В. Соловьев, Н.В. Родионов, Н.М. Болотина и Д.С. Соколов, В.Г. Махлаев, М.С. Пичугин, Э.В. Водзинкас, А.Г. Лыкошин, Н.С. Кавеев, С.И. Парфенов).

Воззрения этих исследователей на происхождение карбонатной муки, характеризующих частные случаи ее образования, учтены автором при выявлении особенностей образования карбонатной муки в породах разного состава.

Исследование карбонатной муки проводилось в двух районах: в междуречье Оки и Клязьмы, расположенном в тектоническом плане в Окско-Клязьминской зоне поднятий (Окско-Цнинский вал), и в бассейнах рек Мокши и Алатыря (Первомайский структурный выступ Токмовского свода).

Здесь карстованию подвержены карбонатные породы касимовского и гжельского ярусов каменноугольной системы, ассельского, сакмарского и казанского ярусов пермской системы.

Эти карстующиеся породы залегают на глубинах от 1-2 м на сводах до 50-95 м на крыльях поднятий, где они по мере погружения перекрываются терригенным комплексом четвертичной, меловой и юрской систем.

В естественных обнажениях и карьерах осуществлялось послойное макро- и микроскопическое изучение исходных карбонатных пород различной степени сохранности.

Были исследованы петрографический и химический состав скальных, полускальных карбонатных пород и карбонатной муки.

Значительное развитие карбонатная мука (и выщелоченные ослабленные разности карбонатных пород) получила в пределах сводов Окско-Цнинского вала и Первомайского структурного выступа. Она также широко распространена в областях древних и современных эрозионных врезов. Реже карбонатная мука встречается на крыльях структурных поднятий.

В изученных районах карбонатная мука образовывалась в различных гидродинамических зонах [2, 4, 6]: в современной и древней зонах аэрации (т.е. в зонах нисходящей фильтрации); вдоль путей фильтрации водоносных горизонтов (в зоне сезонного колебания уровня карстовых вод) и в зоне полного насыщения (в зоне глубинной



циркуляции). По этой причине (наряду с химико-минеральным составом и структурно-текстурными особенностями карстующихся пород) в карбонатной толще мука прослеживается в виде нескольких горизонтов.

Мощность линз, прослоев карбонатной муки изменяется от 0,2 до 5 - 6 м. Мощность прослоев разрушенных карбонатных пород, включая муку, достигает 16 - 30 м в Окско-Клязьминском междуречье и 17 - 19 м в Алатырско-Мокшинском междуречье.

По химико-минеральным, структурным и микротекстурным признакам в изученном регионе выделено 15 разновидностей карбонатных пород.

Исследования показали, что, во-первых, не все из выделенных разновидностей карбонатных пород обладают способностью к разрушению с образованием в массиве прослоев и слоев карбонатной муки. Во-вторых, превращение в муку литолого-петрографических типов карбонатных пород происходит по-разному.

В процессе выщелачивания карбонатных пород изменяется химико-минеральный состав (соотношение кальцита, доломита, нерастворимых примесей), изменяется строение и форма зерен, увеличивается количество пор как крупных изометричных, так и узких межзерновых пор-трещин. Пористость пород изменяется от 7-12% до 56%.

При достижении пористостью определенной величины породы превращаются в карбонатную муку. Преобразование пород на этом не прекращается. В карбонатной муке продолжают процессы выщелачивания, сопровождающиеся изменением химико-минерального состава, структур и текстур, пористости. Пористость муки изменяется в диапазоне от 39% до 58%, в единичных случаях достигая 65%.

Скальные породы обладают кристаллизационными связями. Под влиянием процессов выщелачивания кристаллизационные связи ослабевают, при разрушении кристаллизационных связей происходит дезинтеграция рыхлых карбонатных пород вплоть до образования карбонатной муки. Формируются новые связи – структурные связи капиллярного характера.

М.С. Пичугин [3] считает предпосылкой образования муки кристаллохимические особенности минерала доломита, а именно его большую кристаллизационную способность, выражающуюся в идиоморфной структуре доломитовых пород.

На взгляд Н.М. Болотиной и Д.С. Соколова [1] процесс изменения доломитов протекает с разрушением самих ромбоэдров доломита. При этом разрушение поражает внутреннюю, по-видимому, менее устойчивую часть кристаллов, как бы взламывая последние изнутри.

Исследования автора [5] показали, что наиболее часто в изучаемых районах в муку превращаются чистые по химико-минеральному составу доломиты. Ниже (табл.) приводится их классификация.

Как уже отмечалось, преобразование карбонатных пород в муку происходит по-разному. В чистых зернистых доломитах с однородной микротекстурой выщелачивание осуществляется более или менее равномерно по всей породе. Разрушение пород связано с проникновением воды между зернами или агрегатами зерен доломита по контактам и по порам. За счет частичного или полного растворения зерен доломита поры постепенно расширяются. Затем процесс выщелачивания проникает внутрь зерен доломита по трещинам спайности. Все это в конечном счете приводит к дезагрегации пород.

При наличии в породе более крупных кристаллов доломита первоначально происходит избирательное выщелачивание этих кристаллов. К тому же такие кристаллы группируются вокруг первичных изометричных пор, что делает их более доступными для подземных вод.

Существуют особенности превращения в муку различных литолого-петрографических типов карбонатных пород, в первую очередь структурных видов и микротекстурных разновидностей чистых по составу доломитов, наиболее широко распространенных и в значительной степени разрушенных в изученных районах.

Таблица

Литолого-петрографическая классификация чистых доломитов

| Литологический тип | Структурные виды | Микротекстурные разновидности |
|--------------------|---|--|
| Доломит чистый | А. Тонкозернистый Б. Разнозернистый В. С реликтовой органогенно-детритовой структурой | 1. Равномернозернистый 2. Сгустковый 1. С пелитоморфным кальцитом 2. С мелко- и среднезернистым кальцитом |

Выделяются несколько типов пород. Доломиты тонко-равномернозернистые, бывают плотными, пористыми и кавернозными. Порода состоит из кристаллов доломита размером 0,015-0,07 мм с преобладанием размера 0,05 мм. Во многих образцах между тонкими зернами доломита выделяется пелитоморфный доломит в виде пятен или присыпки.

Кристаллы доломита имеют ромбоэдрическую, неправильно-ромбоэдрическую, округленно-ромбоэдрическую и

реже округленно-многоугольную форму. В большинстве своем они зональные. В образцах, затронутых процессами выщелачивания, встречаются ромбоэдры доломита, у которых внутренняя зона частично или полностью выщелочена – осталась только одна оболочка.

Такие кристаллы образуют в шлифе цепочки протяженностью 0,4-0,8 мм и расположены чаще всего по окраинам крупных пор. Кальцит присутствует в очень небольшом количестве в виде неправильно-угловатых включений и жилков между зернами доломита или слагает ядра в зернах доломита.

Наблюдаются поры двух типов: межзерновые - мелкие, неправильно-угловатые и узкие, ветвистые; крупные - овальные, округлые и удлиненные. Отмечаются и каверны величиной до 3,5 мм. Поры и каверны изолированы



ные, иногда сообщающиеся. В слабых разностях пород тонкие ветвистые трещинки обособляют отдельные зерна или их агрегаты. Иногда трещины выполнены пелитоморфным доломитом или глинисто-железистыми минералами. Трещиноваты многие зерна доломита, особенно, вблизи пор.

Доломиты тонкозернистые сгустковые отличаются наличием среди тонкозернистой массы кристаллов доломита округлых непрозрачных комочков микрозернистого доломита, не имеющих четких очертаний.

Доломиты разнозернистые, в отличие от тонко-равномернозернистых доломитов, характеризуются наличием среди основной тонкозернистой массы более тонких, а также и более мелких зерен доломита. Величина зерен доломита варьирует от 0,015-0,03 мм до 0,10-0,12 мм, причем преобладают зерна размером 0,08-0,10 мм. По характеру включений кальцита разнозернистые доломиты разделяются на две разновидности (см. табл. 1).

Доломиты разнозернистые с пелитоморфным кальцитом доминируют среди разнозернистых доломитов. Содержание кальцита в них, как правило, не превышает 1% и присутствует он в виде неправильно-угловатых включений и прожилков между зернами доломита или обособлен в ядра (одно или несколько) в зернах доломита. Зерна нередко запылены дисперсными глинистыми минералами.

Доломиты разнозернистые с мелко- и среднезернистым кальцитом отличаются от вышеописанной разновидности присутствием вторичных зерен кальцита величиной 0,15-0,35 мм, содержание которого в породе достигает 3%. Зерна кальцита развиты между кристаллами доломита, а иногда включают последние в себя.

Доломиты с реликтовой органогенно-детритовой структурой представляют собой нацело доломитизированные известняки с сохранившейся органогенной структурой. В составе породы резко преобладает доломит: содержание кальцита обычно не превышает 1%, достигая в редких случаях 2-3%. Органогенные остатки сложены неправильно-ромбоэдрическими, ромбоэдрическими и неправильно-угловатыми кристаллами доломита.

Размер зерен различен: в одних образцах – 0,003-0,008 мм, в других – 0,012-0,025 мм, в третьих – 0,3-0,055 мм. Цемент слагается тонкозернистыми кристаллами доломита ромбоэдрической, округленно-ромбоэдрической и неправильно ромбоэдрической формы, нередко зональными со светлой оболочкой. Величина кристаллов составляет 0,02-0,04 мм, участками 0,07-0,08 мм или 0,05-0,1 мм. Вблизи крупных пор кристаллы доломита трещиноваты. Иногда внутренняя зона этих кристаллов выщелочена полностью.

Вохарактеризованных видах и разновидностях карбонатных пород существуют свои особенности образования муки.

Доломитовая мука, образующаяся при разрушении доломитов чистых тонко-равномернозернистых и разнозернистых с пелитоморфным кальцитом, представлена в основном зернами доломита. В разных количествах в доломитовой муке наблюдаются агрегаты зерен доломита.

Кристаллы доломита размером менее 0,05 мм, нередко менее 0,01 мм, имеют чаще угловатую ромбоэдрическую и призматическую огранку с прямолинейными контурами. Они чистые, прозрачные.

Кристаллы размером 0,01-0,07 мм, иногда до 0,1 мм отличаются несколько сглаженными углами, выщербленными краями, причем по форме и размерам этим выщербленным участкам соответствуют описанные выше прозрачные кристаллы размером менее 0,01 мм.

Появление последних связано, на наш взгляд, с разрушением минералов доломита размером до 0,07-0,1 мм по трещинам спайности. Такие трещиноватые кристаллы доломита мы наблюдали в слабых разностях пород.

Кристаллы доломита размером более 0,01 мм, слагающие муку, часто характеризуются замутненностью, обусловленную отчасти обогащением их глинистым материалом и пелитоморфным кальцитом.

В основном помутнение кристаллов доломита можно объяснить проявлением в них процессов разрушения. Не исключено, что наблюдавшееся в отдельных кристаллах доломита линейное (прерывистое) помутнение является следами выщелачивания вдоль трещин спайности.

Установлено, что содержание кальцита при переходе охарактеризованных доломитов в муку в преобладающем большинстве случаев не изменяется или увеличивается всего на десятые доли процента. Лишь по некоторым наблюдениям содержание кальцита повышается на 2-4%.

В начальной стадии карстования количество кальцита увеличивается за счет растворения минералов доломита. Затем, при последующем изменении пород и муки, оно несколько уменьшается, а иногда кальцит удаляется полностью, что обусловлено растворением кальцита, слагающего в породах данного типа ядра кристаллов доломита или присутствующего в них в виде пелитоморфной примеси. В доломитовой муке наблюдались мелкие освобожденные из кристаллов доломита ядра, сложенные кальцитом, с осколочками зерен доломита.

В качестве примера изменения минерального состава приведем результаты изучения карстующихся пород в обнажении № 113. Содержание кальцита в твердых, незатронутых карстом доломитах не превышает 1%, в слабых разрушенных доломитах – 2,63%, в более слабых доломитах на контакте их с мукой – 0,94%, в муке фракции 0,5-2,0 мм кальцит не обнаружен, а для фракции менее 0,5 мм - составляет всего 0,33%.

В доломитах чистых разнозернистых с включением обособленных мелких и средних зерен кальцита при довольно большом (для чистых доломитов) содержании кальцита, равном 2,4-4,6%, происходит выщелачивание кальцита. Количество доломита при этом почти не меняется или оно увеличивается незначительно.

Двойственный характер носит дезинтеграции доломитов тонкозернистых со сгустковой микротекстурой и



доломитов с реликтовой органогенно-детритовой структурой.

В том случае, когда в названных разностях доломитов органогенный материал и сгустковые выделения сложены, как и промежуточная цементирующая масса, тонкозернистым доломитом, происходит разрушение кристаллов всей породы в целом: как цемента, так и органогенного материала и сгустковых выделений. Этот вывод подтверждается сходством гранулометрического состава муки с размерами кристаллов карстующихся пород.

Если же органогенный материал и сгустковые выделения сложены микрозернистым и пелитоморфным, а промежуточная масса – тонкозернистым доломитом (количество микрозернистых и пелитоморфных зерен иногда достигает 50%), то разрушаются и обособляются тонкие по размеру кристаллы. Микрозернистые и пелитоморфные зерна образуют в муке агрегаты различных размеров.

Весьма своеобразно процессы выщелачивания протекают в известковистых доломитах. Наиболее частой причиной образования муки является вынос кальцита, как более растворимого минерала. К примеру, превращение в муку известковистого доломита в обнажении № 80 происходило путем выноса кальцита, содержание которого уменьшилось с 20% до 9,18% (мука фракции 0,5-2,0 мм) и 5,54% (фракция менее 0,5 мм).

Отметим, что развитие карста в известковистых доломитах происходило и другим путем – за счет выщелачивания основной доломитовой тонкозернистой массы, хотя в породах присутствуют монокристаллический кальцит часто в крупных зернах (до 0,25-0,45 мм). Количество кальцита в породе в результате карстования первоначально увеличивается вследствие выщелачивания доломита, а затем по мере разрушения агрегатов муки (до 0,5 мм и меньше), уменьшается уже в силу выщелачивания кальцита.

Процесс карстования известковых доломитов с включением сравнительно крупных (до 0,08-0,14 мм) ромбоэдрических зонарных и гомогенных минералов доломита начинается с разрушения этих кристаллов. Вынос кальцита в начале процесса карстования в таких случаях не происходит. Выщелачивается внутренняя часть зонарных ромбоздров доломита, остаются одни светлые рамки кристаллов, а затем разрушаются и они.

В шлифах пород наблюдались поры ромбической формы, соответствующие по величине кристаллам доломита, кристаллы с частично или полностью выщелоченной внутренней частью, а также обломки рамок этих кристаллов.

Выщелачиваются и гомогенные кристаллы доломита такого же размера, как и зонарные, но более замутненные. В слабых разностях известковистых доломитов гомогенные зерна доломита несут следы выщелачивания: трещинами они разбиты на прямоугольные и угловатые частицы.

В муке не наблюдались целые рамки кристаллов доломита, но отмечались мелкие обломки угловатой и прямоугольной формы, светлые, прозрачные, а также замутненные прямоугольные и угловатые частицы, являющиеся фрагментами бывших каемок зонарных кристаллов или гомогенных зерен доломита. В породах, включающих муку, нет такого количества и облика мелких зерен.

Изменение состава известкового доломита можно проследить по обнажению пород № 44, где доломит характеризуется содержанием кальцита 20,7%, мука фракции 0,5-2,0 мм – 20,32%, а фракция менее 0,5 мм – 12,84%.

В известковых доломитах (разнозернистых) и в известняках доломитовых с порфириобластовой структурой мука развита лишь по трещинам. Хотя эта мука относится ко второй разновидности карбонатной муки, все же кратко остановимся на особенностях ее образования. При преобразовании известковых доломитов мука образуется за счет выноса кальцита.

В известняках доломитовых (в кальцитовой массе породы рассеяны идиоморфные ромбоэдрические, часто зонарные кристаллы доломита величиной 0,04-0,1 мм, реже 0,17 мм) в начальный этап карстования происходит выщелачивание ромбоздров доломита (в шлифе наблюдались зонарные кристаллы доломита с выщелоченной внутренней частью). Содержание кальцита при этом увеличивается. По мере уменьшения размера зерен муки резко усиливается вынос кальцита (71-75% - 24%).

В чистых известняках развитие муки не отмечалось. Редко в естественных обнажениях прослеживались линзочки и прослойки дресвы вмещающих чистых известняков.

Библиографический список

1. Болотина Н.М., Соколов Д.С. Карст района Витебских порогов // Бюл. МОИП, 1954. – Вып. 29. – №4. – С. 32-43.
2. Лыкошин А.Г. Инженерно-геологические исследования карста для гидротехнического строительства // Карст и его народнохозяйственное значение. – М.: Наука, 1964. – С. 151-165.
3. Пичугин М.С. О генезисе доломитовой муки в палеозойских отложениях Русской платформы // Металлоносность осадочных и осадочно-метаморфических пород. – М.: Недра, 1966. – 46с.
4. Сафронова А.А. О роли воды в формировании карбонатной муки // Подземные воды и эволюция литосферы: Материалы Всесоюз. конфер. т.1. – М.: Наука, 1985. С. 132-134.
5. Сафронова А.А. Закономерности формирования состава и физико-механических свойств карбонатной муки в районах развития карста: Диссерт. канд. геол.-мин. наук. М., 1990, -231с.
6. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. -322с.