

мерности пространственного совпадения современных гидрогеохимических аномалий с древними гидротермальными очагами [5], можно считать, что поступление флюидов по стабильно действующей гидродинамической системе Южно-Донецкого разлома носит унаследованный во времени и пространстве характер. Оно связано с тектонической активизацией отдельных участков разлома. Эта закономерность позволяет использовать при локальном прогнозировании гидротермальной минерализации плавикового шпата сведения о гидрогеохимической зональности в качестве одного из ведущих поисковых признаков.

Многочисленные гидрогеохимические аномалии, аналогичные по химическому составу вод и их зональности аномалии на Покрово-Киреевском месторождении, широко представлены на большом протяжении зоны Южно-Донецкого разлома. В плане они образуют равноудаленные друг от друга зоны северо-восточной ориентировки, согласующиеся с одним из трех основных направлений ориентации разломных структур Донбасса (см. рисунок).

Наиболее контрастные аномалии формируются на пересечении выделенных гидрогеохимических зон с субширотными разломами, отражающими положение ступеней погружения южного борта Донецкого прогиба. С указанными зонами и, особенно, узлами их пересечения связана и гидротермальная флюоритовая минерализация в породах.

#### Summary

Hydrogeochemical zonality is suggested to be used as a search criterion to increase efficiency of local prediction of the fluorite mineralization. It is stated that waters of deep formation are discharged in the faulting areas characterized by hydrothermal fluorite mineralization. Hydrogeochemical anomalies formed under these conditions stretch as zones of sublatitudinal and north-western orientation spatially and genetically related to the hydrothermal fluorite mineralization in rocks.

1. Жовинский Э. Я. Фторометрические методы поисков.— Киев: Наук. думка, 1985.— 161 с.
2. Отрешко А. И. Зональность флюоритового Покрово-Киреевского месторождения // Флюорит Украины (критерии поисков).— Киев: Наук. думка, 1981.— С. 41—54.
3. Панов Б. С. Генетические особенности и поисковые критерии флюоритовой минерализации Донбасса и Приазовья // Там же.— С. 20—41.
4. Суярко В. Г., Суярко А. В. Особенности формирования и практическое значение гидрогеохимических аномалий в условиях Большого Донбасса // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений.— Новосибирск: Наука, 1982.— С. 83—87.
5. Суярко В. Г. Закономерности распределения микроэлементов в подземных водах северо-западной части Донецкого прогиба и их значение для поисков скрытого оруднения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Л., 1981.— 22 с.

Ин-т минер. ресурсов М-ва геологии УССР,  
Симферополь

Статья поступила  
02.12.86

УДК 551.2.03:551.311.8(477.75)

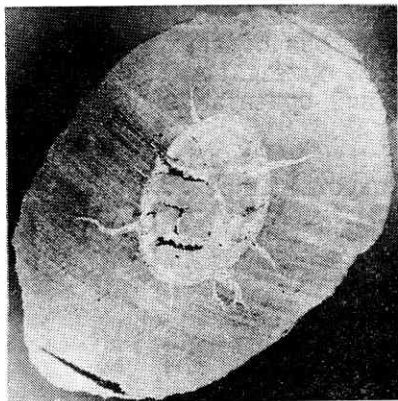
## Многослойная конкреция из твердых выбросов грязевого вулкана Джау-Тепе — отражение вертикальной зональности грязевулканического минералообразующего процесса

Ю. В. Соболевский, В. А. Кутный, А. А. Кульчечкая

В результате деятельности грязевых вулканов по эруптивным каналам в составе сопочной брекчии на дневную поверхность поступает разнообразный обломочный материал из нижележащих толщ. Изучение этого материала дает ценную геологическую информацию о вещественном составе пород, слагающих толщи, и об их стратиграфической приуро-

ченности, что является определенным вкладом в решение вопроса о глубине заложения грязевых вулканов.

При длительном движении по эруптивному каналу обломочный материал попадает в различные геохимические обстановки, обусловленные составом вмещающих пород, сопочных вод и газов, взаимодействует с ними, претерпевая вторичные изменения, часто — вплоть до полной переработки исходного состава и структуры. Восстановление первичного облика породы и характерных изменений, происходивших при смене  $p$ ,  $t$ -условий и геохимической обстановки, является сложной, трудоемкой и мало изученной проблемой. Одним из подтверждений существования



смены геохимической обстановки по вертикали в недрах является неоднократно зафиксированная и описанная ранее гидрохимическая зональность подземных вод Керченского п-ва [7, 8].

Настоящая работа посвящена результатам изучения одной из сложных многослойных конкреций, обнаруженных нами среди твердых выбросов грязевого вулкана Джау-Тепе и выполнена в плане сформулированной

Рис. 1. Общий вид сложной конкреции  
Продольный разрез. Ум. 1,5

выше задачи. Эти исследования являются развитием идей Е. Ф. Шнюкова [14, 15], на протяжении многих лет разрабатывающего модель грязевулканического минералообразующего процесса.

Грязевой вулкан Джау-Тепе и сопряженная с ним Вулкановская вдавленная синклинали расположены в пределах Юго-Западной равнины Керченского п-ва и приурочены к Вулкановской антиклинальной структуре, сложенной глинистой толщей майкопской серии. В строении вдавленной синклинали участвуют породы миоцена. Обломочный материал вулкана изучался многими исследователями [1, 2, 11, 13—16]. Наиболее древние породы относятся к раннему эоцену и, предположительно, — к раннему мелу.

Изученная нами конкреция внешне представляет собой эллипсоидальное образование размерами 13,5 см по длинной оси, 10,0 и 8,5 см — по коротким. Конкреция имеет неровную шероховатую поверхность темно-бурого (до черного) цвета. В разрезе ее видна хорошо выраженная зональность (рис. 1).

Центральное ядро (4,5×3,0×3,5 см) представлено фосфоритом, сложенным коллофаном, который (по данным рентгенометрии и ИК-спектроскопии) определен как карбонат-апатит. При одном никеле коллофан имеет бледно-желтую окраску, в скрещенных — изотропен. В массе коллофана встречаются единичные радиолярии, диатомеи и спикулы губок, замещенные пиритом, а также мелкие остатки растительной ткани, глобулы пирита и зерна кальцита неправильной формы. В ядре наблюдаются секущие жилки пирита и тонкие жильные внедрения барита. Контакт ядра и баритовой зоны резкий. На контакте отмечены мелкие остроромбоэдрические кристаллы кальцита.

Переменной мощности (0,5—1,0 см) баритовая концентрическая зона сложена агрегатами таблитчатых прозрачных и молочно-белых кристаллов с ясно выраженной спайностью по пинакоиду. В массе барита нередки выполненные каолинитом каверны со следами растворения.

Зона каолинита (до 0,3 см) облекает внешнюю часть баритовой зоны. В шлифах каолинит наблюдается в виде тонкочешуйчатых агрегатов, особенно четких на контакте с внешней, сидеритовой зоной конкреции.

По данным дифрактометрического анализа (определение А. А. Шпигуна) основные линии каолинита отвечают межплоскостным расстояниям (в нм): 0,718; 0,583; 0,446; 0,437; 0,428; 0,375; 0,358; 0,336. Индекс упорядоченности Хинкли, равный  $1,65 \pm 0,2$ , указывает на высокую степень совершенства каолинита, что подтверждается также электронномикроскопическим изучением (съемка выполнена Д. П. Деменко). Совершенно образованные пластинчатые гексагональные кристаллы с четкими, правильными, не сглаженными и не выщербленными гранями, свидетельствуют об отсутствии малейших следов переотложения (рис. 2).

Внешняя часть конкреции, наиболее мощная, сложена зернистым плотным сидеритом темно-серого цвета, в приповерхностном слое (до

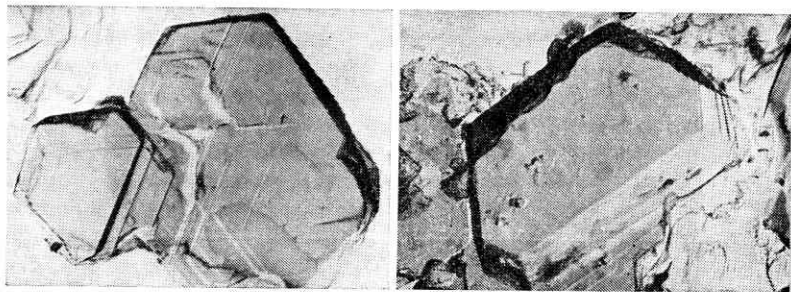


Рис. 2. Морфология кристаллов каолинита  
Электронномикроскопические снимки. Ув. 10 500

1 см) в результате окисления принимающим буровато-красный оттенок. В шлифах сидерит наблюдается в виде веерообразных и сноповидных агрегатов, тяготеющих к сферолитообразным образованиям, или же зерен ромбоэдрического облика. В интерстициях заключено тонкочешуйчатое глинистое вещество гидрослюдисто-монтмориллонитового состава. Отмечены глобулярные выделения пирита и выклинивающиеся к внешнему краю конкреции слепые трещины, выполненные баритом. Текстурно-структурные особенности описываемой зоны указывают на рост сидерита в сопочной брекчии и являются характерными для карбонатов, образовавшихся при грязевулканическом процессе.

Внутреннее ядро конкреции характеризуется высоким содержанием  $P_2O_5$  — 41,1, СаО — 48,72, F — 2,06 и  $CO_2$  — 1,32 %, что отвечает фторкарбонат-апатиту. Из микропримесей присутствуют Се, La, Y (сотые доли процента), а также Yb, Cu, Co, Ni, V (тысячные доли). От фосфоритов майкопской серии описываемый фосфорит несколько отличается повышенным содержанием  $P_2O_5$ , СаО и F и пониженным —  $CO_2$ , а также оксидов, входящих в состав терригенной составляющей, —  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ , FeO. Баритовая зона конкреции в отношении микропримесей довольно чиста. Отмечено повышенное содержание Са и Sr (до нескольких процентов) и сотые доли процента Al, Mg, Fe. Спектральный анализ каолинита и сидерита показал широкий спектр микроэлементов, содержание которых незначительно и не несет существенной генетической нагрузки. Повышенное содержание Mg (7,75 %) в сидерите позволяет отнести исследованный минерал к сидероплезиту.

Молочный цвет зерен барита обусловлен исключительно большим количеством газовой-жидких включений, первичных и вторичных, что позволило провести термобарогеохимические исследования.

Первичные включения в барите встречаются между выступами субстрата, там, где зерна барита почти не затронуты механической деформацией. Их размеры достигают 1 мм, но сохранились нераскрытыми только самые мелкие включения. Вторичные включения, исходя из соотношения трещин, состава включений и формы вакуолей, можно разделить на три группы: вторичные I, вторичные II и вторичные III.

Первичные и вторичные образования (см. таблицу) являются син-

генетическими включениями: 1) водного раствора гомогенного захвата; 2) углекислотно-метанового раствора гомогенного захвата; 3) водно-углекислотно-метановыми гетерогенного захвата. Преобладают однофазные включения углекислотно-метанового раствора, находящегося при комнатной температуре в жидком или газообразном состоянии.

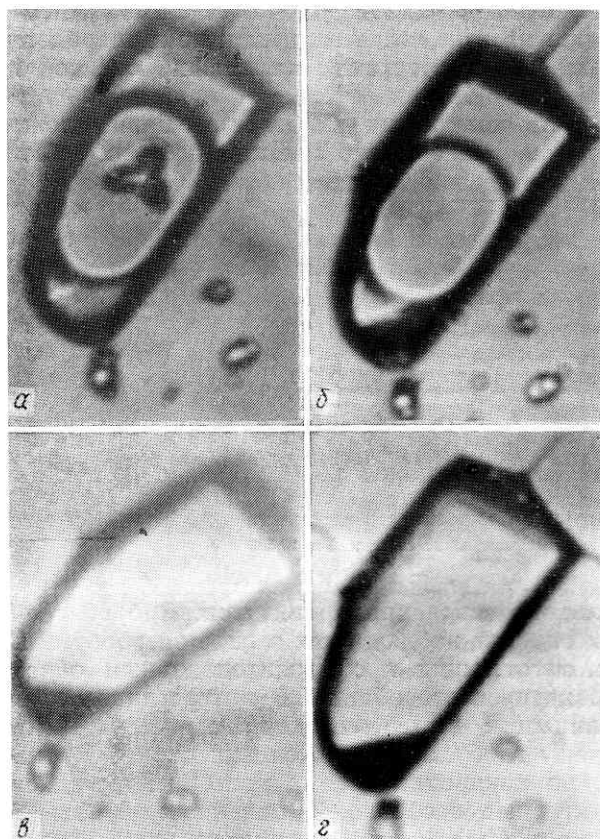


Рис. 3. Фазовые превращения во включениях углекислотно-метанового флюида в барите в зависимости от температуры:

*a* — образование дендритов твердой  $\text{CO}_2$  при глубоком охлаждении ( $-140^\circ\text{C}$ ); *b*, *v*, *z* — гомогенизация в жидкую фазу, сопровождающаяся критическими явлениями (соответственно:  $-80$ ,  $-76$ ,  $-75^\circ\text{C}$ ). Ув. 500

Углекислотно-метановый состав однофазных включений определен по температуре фазовых переходов при охлаждении и нагревании их и подтвержден хроматографическим анализом валового состава газа, выделившегося при нагревании барита до  $170^\circ\text{C}$ .

Гетерогенизация и гомогенизация углекислотно-метановых включений сопровождаются явлениями, характерными для критического состояния флюидов (рис. 3, *b*, *v*). Критические явления одинаково присущи всем углекислотно-метановым включениям, независимо от того, гомогенизируются они в жидкую или в газовую фазу. В обоих случаях плотность флюида близка к критической, немного выше она для жидких включений (первичные и вторичные I) и немного ниже для газообразных (вторичные II). Температура гомогенизации включений близка к критической температуре метана. Понижение критической температуры метанового флюида обусловлено примесью углекислоты. По данным хроматографического анализа, объем  $\text{CO}_2$  вдвое меньше объема  $\text{CH}_4$ . Дендритовидные кристаллы  $\text{CO}_2$  (рис. 3, *a*) образуются во включениях перед затвердеванием оставшейся жидкости. Температура плавления

затвердевшей жидкости несколько ниже тройной точки метана, процесс плавления происходит моновариантно, что позволяет предположить наличие азота, следы которого фиксируются на хроматограмме. Тяжелые углеводороды не отмечены.

#### Температура (°С) фазовых превращений во включениях в барите

| Генетические группы включений<br>и фазовый состав          | Температура гомогенизации |  | Температура плавления твердых фаз |       |                 |                 |
|--|---------------------------|--|-----------------------------------|-------|-----------------|-----------------|
|  | водного<br>раствора       | углекислот-<br>но-метанового<br>флюида | H <sub>2</sub> O                  |       | CO <sub>2</sub> | CH <sub>4</sub> |
|  |                           |  | нача-<br>ло                       | конец |                 |                 |
| Первичные:   |                           |  |                                   |       |                 |                 |
| двухфазные (водный раствор)                                | 130—150                   |  | —5                                | —1,5  |                 |                 |
| однофазные (углекислотно-метановый флюид)                  |                           | —79, в жидкость                        |                                   |       |                 |                 |
| двухфазные (водный раствор + углекислотно-метановый флюид) |                           |  |                                   |       |                 | —188            |
| Вторичные I:   |                           |  |                                   |       |                 |                 |
| двухфазные (водный раствор)                                | 120—145                   |  | —5                                | —1    |                 |                 |
| однофазные (углекислотно-метановый флюид)                  |                           | —74 ... —62, в жидкость                |                                   |       | —120            | —193 ... —186   |
| двухфазные (водный раствор + углекислотно-метановый флюид) |                           | —76 ... —74, в жидкость                |                                   |       | —110            | —86 ... —185    |
| Вторичные II:  |                           |  |                                   |       |                 |                 |
| двухфазные (водный раствор)                                | 160                       |  | —3                                | —0,2  |                 |                 |
| однофазные (углекислотно-метановый флюид)                  |                           | —76 ... —67, в газ                     |                                   |       |                 |                 |
| двухфазные (водный раствор + углекислотно-метановый флюид) |                           | —76, в газ                             |                                   |       | —100            | —186            |
| Вторичные III:   |                           |  |                                   |       |                 |                 |
| однофазные (водный раствор)                                | 100                       |  | —3                                | 0,0   |                 |                 |

Включения водного раствора гомогенного захвата при комнатной температуре двухфазные, с наполнением 95 %. По температуре гомогенизации включений водного раствора получены значения температуры минералообразования и залечивания трещин (см. таблицу). Большинство включений взрываются до температуры гомогенизации, иногда уже при 75 °С, так что следует допустить наличие в жидкой фазе некоторого количества растворенных газов—CH<sub>4</sub> и CO<sub>2</sub>, повышающих давление. Температура криогидратных точек (—5 и —3 °С) позволяет предполагать сульфатный и бикарбонатный состав законсервированных растворов. Несмотря на небольшие отклонения температуры плавления льда от нуля, растворы во включениях, учитывая их сульфатно-бикарбонатный состав, близки к насыщению. Концентрация растворов понижается от ранних включений к поздним.

Включения гетерогенного захвата содержат от 5 до 30 % водного раствора, не смешивающегося с углекислотно-метановым флюидом до 170 °С (максимальная температура декрепитации включений). Их охлаждение сопровождается образованием газ-гидратов CO<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>, диссоциация которых происходит при положительных значениях температуры.

По сингенетическим включениям водного и углекислотно-метанового растворов гомогенного захвата мы попытались оценить давление флюидов в момент их консервации. Приравнивая содержимое включений к метану с плотностью, чуть превышающей критическую, по *p, t*-диаграмме метана [3] для температуры 120—150 °С рассчитываем давление — порядка 38—40 МПа. Включения вторичные II содержат

флюид, плотность которого несколько ниже критической, но, поскольку здесь более высокая температура залечивания трещин (160 °С), получаем то же значение. Исходя из имеющихся данных [17], можно утверждать, что критическое давление смеси  $\text{CH}_4$ — $\text{CO}_2$  будет выше такового для  $\text{CH}_4$  и, вероятно, это соотношение сохранится при температуре захвата включений, т. е. полученные нами значения давления могут быть только заниженными.

Таким образом, формирование баритовой зоны конкреции происходило при температуре 120—150 °С и давлении, превышающем 40 МПа. В минералообразовании принимали участие гетерогенные флюиды — смесь водного и углекислотно-метанового растворов. Миграция флюидов продолжалась после отложения барита на фосфоритовом ядре, без существенного изменения  $p, t$ -параметров флюидов. Наблюдается незначительное повышение температуры растворов и снижение их солевой концентрации в более поздних трещинах.

Для барита подобный тип включений отмечается впервые. Близкие по составу включения обнаружены в кальцитах из выбросов грязевых вулканов [6], более широко известны таковые в кварце типа «мармарошских диамантов» [3, 4]. Можно выделить целый ряд характеристик минералообразующего раствора, которые являются общими для барита, кальцита и кварца: 1) гетерогенное состояние флюида в период минералообразования (флюид состоит из несмешивающихся водного и углекислотно-метанового растворов); 2) близкая к критической плотность углекислотно-метанового раствора; 3) постоянное соотношение  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  в углекислотно-метановом растворе; 4) низкая солевая концентрация водного раствора; 5) сопоставимость  $p, t$ -параметров минералообразования (температура — 75—160 °С, давление — 20—40 МПа).

Идентичность включений в кварце, барите и кальците указывает на сходные условия образования этих минералов в различных регионах и геологических обстановках и одновременно на связь грязевого вулканизма с крупными зонами тектонической активности, региональными разломами, по которым из глубоких слоев Земли поступали идентичные по составу флюиды.

Как известно, конкреции образуются на всех стадиях литогенеза, причем процесс этот на каждом этапе специфичен и обусловлен фациально-геохимической обстановкой. Исследованная нами конкреция не может быть отнесена ни к одному из известных типов, так как она генетически многостадийна: лишь центральное фосфоритовое ядро является типичным конкреционным образованием, а баритовая, каолининовая и сидеритовая оболочки образовались в эруптивном канале грязевого вулкана и отражают смену физико-химических условий минералообразования на возникающих геохимических барьерах в вертикальном разрезе.

Деятельность грязевого вулкана носит пульсационный характер. В периоды покоя сопочная брекчия и обломочный материал находятся в определенной минералообразующей среде. Во время извержения столб сопочной брекчии резко перемещается вверх, обломочный материал попадает в иную обстановку, где происходит новый цикл минералообразования. Четкие границы конкреционных слоев объясняются именно такими скачкообразными перемещениями.

Фосфоритовое ядро конкреции попало в эруптивный канал из зоны дробления нормально-осадочных пород, прорываемых грязевым вулканом. На основании определения нескольких радиоларий плохой сохранности А. С. Горбунов условно датирует возраст фосфорита как позднеэоценовый.

Процесс осаждения барита вокруг ядра происходил на сульфатном барьере, возможном при встрече гидрокарбонатных вод с сульфатами [10]. Для накопления бария благоприятными являются также хлоридные рассолы. Воды грязевых вулканов относятся в подавляющем большинстве к хлоридно-гидрокарбонатным. Как известно, на Керчен-

ском п-ве эвапориты развиты в чокрак-караганских отложениях и предполагаются среди юрских, залегающих на глубине 6,5—7,5 км [14]. Но поскольку на Юго-Западной равнине эвапориты среднего миоцена отсутствуют, правомерно предположить образование барита на сульфатном барьере среди пород, которые моложе юрских, в случае внедрения хлоридно-гидрокарбонатных вод в зону сероводородных.

Для того, чтобы стало возможным извержение грязевого вулкана, давление в эруптивном канале должно превысить давление столба сопочной брекчии, перекрывающей выход грязевулканических газов. По расчетам [14], для разрыва сплошности глин майкопской серии при минимально возможной глубине в 3000 м и образования грязевого вулкана давление газовой залежи должно достигать 69 МПа. При наличии разрывных нарушений и ослабленных зон в породах значение давления может быть несколько ниже. Давление, определенное при изучении включений в барите, зависит от предполагаемого места кристаллизации последнего, а резкое падение давления при извержении, по-видимому, привело к раскрытию многих газовой-жидких включений.

Перемещение конкреции в новую геохимическую обстановку нашло отражение в образовании каолининовой зоны. Сведения относительно состава растворов, определяющих гидротермальную кристаллизацию глинистых минералов (например, каолинита), скудны. Известно, что для образования каолинита [5] среда должна быть кислой, а температура — умеренной. Геохимическая обстановка, в которой происходило осаждение каолинита, отличалась от условий осаждения барита повышением кислотности, о чем, в частности, свидетельствуют каверны выщелачивания на поверхности баритовой зоны и заполнение их новообразованным каолинитом. На некоторых участках барит полностью растворен.

Отложение сидеритовой зоны — заключительный этап формирования конкреции — происходило в восстановительных условиях; об этом свидетельствует наличие многочисленных мелких глобул пирита, равномерно рассеянных в сидерите, а также петрографические особенности изученного конкреционного слоя. Подобные сидероплезитовые конкреции обнаружены нами среди твердых выбросов грязевых вулканов Насырский, Хырцыз-Шибан, Ак-Тубе и др.

Секреционные трещины, внедряющиеся в виде слепых ответвлений в сидеритовую зону, образовались на стадии уплотнения конкреции. Они выполнены баритом, который кристаллизовался, по нашему мнению, из остаточных растворов, образовавшихся в результате выщелачивания зоны барита при осаждении каолинита.

Наличие в сопочной брекчии минерального комплекса грязевулканического происхождения (киноварь, галенит, сфалерит, вюрцит, пирит, молибденит и др.) в совокупности с вторичными изменениями сопочной брекчии (карбонатизация, каолинизация) [15] и минерально-геохимические особенности изученной конкреции свидетельствуют о развитии низкотемпературных гидротермальных процессов грязевулканического минералообразования на значительных глубинах.

Как указывает В. Н. Флоровская, «...гидротермальная деятельность недр представляет собой процесс циркуляции по трещинам и порам горных пород нагретых газовой-жидких (преимущественно водных) растворов, содержащих в значительных концентрациях практически все элементы периодической системы» [12, с. 563].

Исследование этого процесса, успешно выполненное Л. М. Лебедевым на примере металлоносных рассолов Челекена — области развития грязевых вулканов [9], для Керченско-Таманской грязевулканической области является одной из первоочередных задач и открывает в научном и практическом плане новые перспективы изучения металлогении грязевого вулканизма.

Проведенные термобарогеохимические исследования важны также с позиций выяснения перспектив нефтегазоносности глубоких горизонтов региона. Высокая насыщенность метаном газовой-жидких включений

в барите в известной мере указывает на потенциальную газоносность толщ, залегающих ниже отложений майкопской серии.

Обнаружение и исследование многослойной конкреции позволило впервые получить прямую и ценную информацию о сложных минералообразующих грязевулканических процессах, отражающих наличие различных геохимических обстановок в вертикальном разрезе грязевулканических очагов, их последовательную смену и тесную связь с активностью грязевых вулканов.

## Summary

Multilayer concretions of fragmental products of mud volcano Jau-Tepe were studied by thermobarogeochemical and X-ray diffraction methods. The study has permitted determining hydrothermal origin of barite and kaolinite in concretions. Successive changes of zones inside concretions reflect a complicated multistage process of mud-volcanic mineralogenesis, hydrothermal formation of minerals being of great importance in this process. The given work presents a new approach to genetic interpretation of the mud volcanism processes.

1. Авдусин П. П. К петрографии продуктов извержения грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции // Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.— С. 37—66.
2. Белоусов В. В., Яроцкий Л. А. Грязевые сопки Керченско-Таманской области.— М.: ОНТИ НКГП СССР, 1936.— 154 с.
3. Возняк Д. К., Грицик В. В., Квасниця В. М. Про включения нефти в «мармароських диамантах» // Допов. АН УРСР. Сер. Б.— 1973.— № 2.— С. 1059—1062.
4. Возняк Д. К., Лазаренко Е. К., Павлишин В. И. Новый генетический тип кварца — скелетные кристаллы с включениями углеводов // Региональная и генетическая минералогия.— Киев: Наук. думка, 1978.— Вып. 2.— С. 15—26.
5. Грим Р. Е. Минералогия глин.— М.: Изд-во иностр. лит., 1959.— 452 с.
6. Калужный В. А., Телелко Л. Ф., Щирица А. С. Состав и  $p$ ,  $t$ -параметры глубинных флюидов по данным изучения включений в кальцитах из выбросов грязевых вулканов // Минерал. сб.— 1984.— № 38, вып. 2.— С. 33—37.
7. Куришко В. А., Месяц В. А., Твердовидов А. С. Гидрогеология грязевого вулканизма Керченского полуострова // Геол. журн.— 1968.— Т. 28, вып. 1.— С. 49—59.
8. Лагунова И. А., Гемп С. Д. Геохимические особенности грязевых вулканов // Сов. геология.— 1978.— № 8.— С. 108—124.
9. Лебедев Л. М. Современные рудообразующие гидротермы.— М.: Недра, 1975.— 260 с.
10. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза.— М.: Недра, 1972.— 288 с.
11. Прокопов К. А. Усложнения в антиклиналях Керченского полуострова // Тр. ГГРУ.— 1931.— Вып. 38.— С. 37—83.
12. Флоровская В. Н., Пиковский Ю. И., Оглоблина А. И., Раменская М. Е. Роль гидротермальных факторов в эволюции углеродистых веществ в формировании скопленной нефти и газа // Журн. Всесоюз. хим. о-ва им. Д. И. Менделеева.— 1986.— Т. 31, № 5.— С. 562—568.
13. Шарданов А. Н., Малышек В. Г., Пекло В. П. О корнях грязевых вулканов Таманского полуострова // Тр. Краснодар. фил. ВНИИнефть.— 1962.— Вып. 10.— С. 53—66.
14. Шнюков Е. Ф., Науменко П. И., Лебедев Ю. С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование.— Киев: Наук. думка, 1971.— 332 с.
15. Шнюков Е. Ф., Соболевский Ю. В., Гнатенко Г. И. и др. Грязевые вулканы Керченско-Таманской области.— Киев: Наук. думка, 1986.— 152 с.
16. Штебер Э. А. Грязевые вулканы и происхождение нефти // Юж. инженер.— 1914.— № 4.— С. 120—128.
17. Burruss R. C. Analysis of fluid inclusions: phase equilibria at constant volume // Amer. J. of Science.— 1981.— Vol. 281, N 8.— P. 1104—1126.

Ин-т геол. наук АН УССР, Киев  
Ин-т геохимии  
и физики минералов АН УССР, Киев

Статья поступила  
24.04.87