

УДК 553.068.27(470.6).

ГЕОЛОГИЯ

И. А. БОГУШ, А. Л. РАБИНОВИЧ, Н. В. ВЕСЕЛОВСКИЙ

**ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ
СЕРЫ СУЛЬФИДОВ КЕЛЛОВЕЙСКОГО ЯРУСА
СЕВЕРНОГО КАВКАЗА**

(Представлено академиком А. В. Сидоренко 9 XII 1970)

Сульфиды в основании верхнеюрской толщи Северного Кавказа имеют региональное распространение и привлекают внимание (¹) как потенциальная рудная база медноколчеданного и полиметаллического оруденений. Интересны и генетические особенности этих рудопоявлений, прослеживающихся в полосе протяженностью более 400 км. Сульфиды в виде цемента терригенных пород и конкреционных стяжений спорадически обогащают основание келловейского яруса. Рудовмещающими породами являются грубозернистые песчаники и гравелиты, залегающие с разрывом на глинистых сланцах батского яруса. Песчаники и гравелиты олигомиктовые; 90—95% обломочного материала представлено кварцем, реже встречаются обломки полевого шпата, кварцита, слюды и гидроокислов железа. Весьма характерно для отдельных горизонтов песчаников присутствие растительного детрита; именно эти горизонты обогащены сульфидами. Последние в основном представлены пиритом (75—95%) и марказитом (4—25%); в меньших количествах (1—5%) присутствует халькопирит, галенит, сфалерит. Отдельные горизонты песчаника настолько импрегнированы цементационными сульфидами, что представляют собой пластовые тела плотных колчеданных руд мощностью 0,2—0,9 м с содержанием сульфидов до 65—75% объема.

Стратифицированное положение рудопоявлений, региональный характер их распространения, связь с органическими остатками и присутствие глобулярного пирита, резко «облегченный» изотопный состав серы сульфидов, отсутствие гидротермальной переработки вмещающих пород свидетельствуют в пользу осадочного происхождения сульфидов.

Для аутигенных сульфидов обычно характерна генетическая связь с богатыми органическим веществом илистыми осадками (^{5, 4}). На Северном Кавказе сочетание отмеченных ниже особенностей седиментогенеза и диагенеза создали благоприятную обстановку для образования сульфидов в грубообломочных терригенных породах келловейского яруса.

1. Значительная скорость накопления грубозернистых осадков и быстрое захоронение в них больших масс органического материала в обстановке мелководного теплого моря обуславливают формирование сульфидов в диагенетическую стадию. Большая часть рассеянных сульфидов формировалась на этапе восстановительного раннего диагенетического минералообразования при активном участии сульфатредуцирующих бактерий, на что указывает тесная связь сульфидов с органическими остатками.

2. Грубообломочный характер сульфидоносных пород, их большая эффективная пористость обеспечивали свободную циркуляцию морских вод в пределах этой толщи. Морские воды циркулировали преимущественно в горизонтальном направлении, так как подстилающие глины батского яруса являлись хорошим водоупором. При значительной мощности (5—11 м) гравелитов и песчаников келловей и свободной циркуляции морских вод источник серы в виде сульфат-пона практически неисчерпаем.

3. Процесс биогенной сульфатредукции в значительной степени определяется присутствием активного органического материала (³, ⁴). Согласно Н. М. Страхову, именно «активное», усвояемое бактериями органическое вещество в осадках обуславливает в зоне шельфа массовую редукцию сульфат-иона. Как видно из качественного состава гравелитов, в них рассеяно много (3—7% объема породы) органического материала, фиксируемого в виде сульфидных псевдоморфоз или обугленных остатков. Надо полагать, что тонкообломочный детрит в значительной мере израсходован при сульфатредукции.

Важным фактором, лимитирующим количество сульфидов, является присутствие в породах халькофильных элементов, в первую очередь железа, а в отдельных районах — меди, свинца и цинка. Источником катионов являлись окислы и гидроокислы этих элементов, поступавшие из областей разрушения верхнепалеозойских толщ Передового и Центрального хребтов Кавказа. Источники Fe, Cu, Pb, Zn служили многочисленными девонскими и каменноугольными колчеданными, медноколчеданными и полиметаллическими рудопоявлениями и месторождениями, а также красноцветными молассоидами перми. Крупные (1,5—2,5 мм) хорошо окатанные обломки гидроокислов железа иногда наблюдаются в гравелитах при микроскопических исследованиях. Благодаря жизнедеятельности бактерий типа тионовых (⁵) в интерстициальных полостях гравелитов создавались молекулярные или ионные формы халькофильных элементов (Fe^{2+} , Cu^{+} , Cu^{2+} , Pb^{2+}). В распределении более редких катионов (Cu, Pb, Zn) намечается качественная корреляция между юрскими и палеозойскими сульфидными рудопоявлениями, установленная В. Б. Черницыным (⁷) для Кубано-Малкинского района.

Изотопный состав серы юрских сульфидов характеризуется значительным обогащением их легким изотопом серы S^{32} . Измерения изотопного состава серы выполнены А. Л. Рабиновичем в Новочеркасском гидрохимическом институте на масс-спектрометре МИ-1305 с точностью до $\pm 0,5\%$. В качестве основного стандарта использовалась сера метеоритного троилита с $S^{32}/S^{34} = 22,20$. Результаты семи измерений показывают колебания δS^{34} от $-3,4$ до $-33,7\%$. Тесная связь сульфидов с органическими остатками, а также «облегченный» изотопный состав серы (², ³) указывают на их биогенное происхождение (табл. 1).

Таблица 1

№№ п. п.	Образец	δS^{34} , ‰
1	Пирит, бассейн р. Кубани	-4,8
2	» бассейн р. Кубани	-29,8
3	» верховье р. Большой Зеленчук	-3,4
4	» цементационный, х. Важный	-27,5
5	» ореол конкреции, х. Важный	-12,1
6	» псевдоморфоза по древесине, х. Важный	-17,9
7	» конкреция, крупнокристаллический, х. Важный	-33,7

По сведениям Г. Тода и Д. Монстера (⁸), изотопный состав серы юрских эвапоритов колеблется от $+15,4$ до $+19,3\%$, в среднем составляя $+17,4\%$ δS^{34} . Эти значения, очевидно, наиболее близко определяют изотопный состав серы морских сульфатов юрского периода. По сравнению с исходными сульфатами в юрских сульфидных налито значительное фракционирование изотопов серы, максимально на 51%. Столь высокое обогащение сульфидов легким изотопом серы объясняется длительностью процесса редукции и поступлением практически неограниченного количества сульфат-иона морских вод. Согласно А. П. Виноградову и В. А. Грищенко (¹), именно медленная редукция неограниченного количества сульфата обуславливает контрастное фракционирование изотопов серы.

В юрских сульфидных конcretionях отмечается значительная (до 30‰) дисперсия изотопного состава серы. Характер и причина этой дисперсии выясняются при изучении изотопного состава серы конcretionных обособлений сульфидов. На рис. 1 приведен разрез такой конcretionи. Центральная часть ее представлена окатанным обломком древесины, полностью замещенной дисульфидными железом, при этом отлично сохранились тонкие микроскопические детали клеточного строения древесины. Вокруг обломка развита собственно конcretionная оторочка, сложенная крупнокристаллическим радиально-лучистым пиритом. Конcretion окружена ореолом сульфидов в зоне шириной 1—4 см, цементирующих рудоносный песчаник.

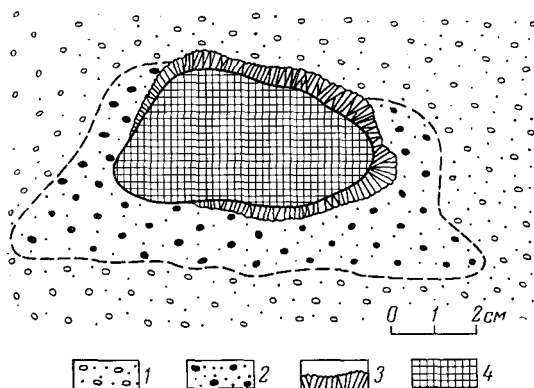


Рис. 1. Разрез сульфидной конcretionи. 1 — гравелит, 2 — гравелит, сцементированный пиритом, 3 — крупнокристаллический пирит оторочки конcretionи, 4 — обломок древесины, замещенный пиритом

Конcretionю и окружающий ее ореол цементационных сульфидов можно рассматривать как локальную зону с резко выраженным восстановительным режимом, в условиях которого при отсутствии свободного кислорода активно протекает биогенная сульфатредукция⁽⁸⁾. Последовательность длительного процесса сульфидообразования и некоторые особенности этого процесса зафиксированы в строении конcretionи и вариациях изотопного состава серы сульфидов (рис. 1).

В первую очередь и наиболее интенсивно биогенное сульфидообразование имело место, очевидно, в пределах самого обломка, источника активного органического вещества. Наблюдение над обломками древесины различной величины, замещаемыми сульфидными, показало, что мелкие обломки (1—3 см) полностью замещены сульфидными. В более крупных обломках (5—22 см в поперечнике) сульфиды развиты во внешней зоне обломка, а также по трещинам и наиболее пористым участкам древесины. В центре сохраняется незамещенная сульфидными обугленная древесина. Внутри обломка (рис. 1) наблюдается четкое фракционирование изотопов серы, но оно далеко не достигает максимальной величины $\delta S^{34} = -12,1\text{‰}$. Процесс сульфатредукции здесь несколько ограничен благодаря большой скорости редукции в обстановке избытка активного органического вещества и затруднительной диффузии сульфат-иона и самих бактерий внутри древесины.

Одновременно с формированием сульфидов внутри обломка активно протекал процесс биогенной редукции сульфата в экзоконтактной зоне. Здесь, в порах песчаника, редукция шла при свободной диффузии сульфат-иона, но контуры ореола сульфидов ограничены зоной жизнедеятельности бактерий, питаемых за счет органического материала обломка. Фракционирование изотопов серы здесь более четкое: $\delta S^{34} = -17,9\text{‰}$. Ореол цементационного сульфида сопровождается только крупные обломки древесины (более 5 см), вокруг мелких обломков он, как правило, отсутствует.

К наиболее поздним сульфидным образованиям относится крупнокристаллическая сульфидная оторочка конcretionи. Крупнокристалли-

ский пирит генерировался путем собирательной кристаллизации из тонко рассеянных сульфидов на этапе перераспределения и миграции сульфидов в толще гравелитов и песчаников (⁵). Этот морфологический тип сульфида формировался наиболее долго, и фракционирование серы здесь максимальное: $\delta S^{34} = -33,7\text{‰}$.

Пирит, развитый в гравелитах, обогащенных мелкообломочным детритом, и испытавший полный цикл диагенетических преобразований, также существенно обогащен легким изотопом серы: $\delta S^{34} = -27,5\text{‰}$. Фракционирование изотопов серы аутигенных сульфидов протекает на протяжении всей диагенетической стадии минералообразования, и завершенность его зависит во многом от конкретной обстановки, сложившейся в толще осадка при его седиментогенезе.

Новочеркасский политехнический
институт

Поступило
6 XII 1970

Новочеркасский гидрохимический
институт

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ А. П. Виноградов, В. А. Гриненко, В кн. Химия земной коры, 2, Изд. АН СССР, 1963. ² В. И. Виноградов, Сборн. Изотопы серы и вопросы рудообразования, «Наука», 1967. ³ Дж. Л. Калп, У. Ю. Олт, Х. У. Фили, В кн. Проблемы эндогенных месторождений, в. 1, Л., 1970. ⁴ Э. А. Остроумов, И. И. Волков, Л. С. Фомина, Сборн. Современные осадки морей и океанов, Изд. АН СССР, 1961. ⁵ Н. М. Страхов, Основы теории литогенеза, 3, Изд. АН СССР, 1962. ⁶ Г. Тод, Д. Монстер, В кн. Химия земной коры, 2, Изд. АН СССР, 1963. ⁷ В. Б. Черницын, Ю. П. Андреев, В. И. Орбей, Литол. и полезн. ископ., № 3 (1968). ⁸ Ф. В. Чухров, Литол. и полезн. ископ., № 2 (1970).