

П. В. Зарицкий

# Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений



П. В. ЗАРИЦКИЙ

МИНЕРАЛОГИЯ  
И ГЕОХИМИЯ ДИАГЕНЕЗА  
УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ  
(на материалах Донецкого бассейна)

Часть I

ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ХАРЬКОВСКОГО  
УНИВЕРСИТЕТА  
Харьков 1970

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга представляет собой первую часть монографии, явившейся результатом многолетних исследований и содержащей оригинальный фактический материал, теоретические выводы и практические рекомендации.

Книга посвящена изучению распространения, условий залегания, морфологии и химико-минерального состава диагенетических минеральных образований в угле и угленосных отложениях Донецкого бассейна, сравнению их с аналогичными образованиями других отечественных и зарубежных угольных бассейнов. В связи с этим выясняются особенности процессов минералообразования в осадках различных фаций и гранулометрического состава с целью использования диагенетических минералов как индикаторов условий осадконакопления и геохимической обстановки в осадках в стадии диагенеза.

Монография рассчитана на геологов и литологов-угольщиков, а также на широкий круг геологов-осадочников других направлений, интересующихся вопросами литогенеза.

---

Редактор И. Л. Базилянская  
Обложка художника А. С. Трофименко  
2—9—1 Техредактор Л. Т. Момот  
Корректор Ж. Л. Бялая

---

Сдано в набор 4/IV 1969 г. Подписано к печати 7/I 1970 г. БЦ 50005.  
Формат 60 × 90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Объем: 14 физ. печ. л., 14 усл. печ. л., 15,6 уч.-изд. л.  
Заказ 9-878. Тираж 1000. Цена 1 руб. 40 коп. БЗ КРИ № 5 (172) 1969 г.  
8/X. ТПУ 1970 г. поз. 26.

---

Типоффсетная фабрика Комитета по печати при Совете Министров  
Украинской ССР. Харьков, ул. Энгельса, 11.

Развитие народного хозяйства нашей страны и рост потребления твердых горючих полезных ископаемых требуют всестороннего, в том числе и литологического, изучения угольных бассейнов. В связи с этим возникла проблема разработки и совершенствования конкреционного анализа как нового литолого-стратиграфического метода корреляции угленосных отложений и синонимики угольных пластов. Значение данного метода подчеркивается в решениях Совещания по осадочным породам (1952), Второго угольного геологического совещания (1955) и Третьего совещания по твердым горючим ископаемым (1967).

В последние десятилетия были проведены обширные литологические исследования прикладного и теоретического характера, успешно разрабатывалась теория литогенеза. Выяснение процессов аутигенного минералообразования в осадках и осадочных породах для восстановления естественной истории осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, а также изучение геохимии осадочных горных пород рассматривается теперь как актуальная задача литологии.

Донецкий бассейн является прекрасным объектом для такого изучения как в силу своего промышленного значения, так и благодаря особенностям геологического строения и полифациальному характеру угленосной толщи.

Диагенетические минеральные образования развиты в виде рассеянных микроскопических выделений, а также макроскопически наблюдаемых скоплений (конкреций, минеральных новообразований по трещинам сокращения конкреций-септариев). Исследования показали, что между этими двумя формами образований много общего. С учетом такого сходства основное внимание в работе удалено скоплениям диагенетических минералов. Это диктуется также рядом дополнительных соображений. Широкое распространение и значительные размеры конкреционных образований позволяют применять при их изучении комплекс современных методов исследования, а также проводить полевые наблюдения. Химико-минеральный состав этих, в основном раннедиагенетических, конкреций не претерпевал существенных изменений в позднем диагенезе и катагенезе (эпигенезе), чего нельзя сказать об аутигенных минералах цемента вмещающих пород.

В данной книге главное внимание уделено детальному изучению диагенетических минеральных образований в угле и вмещающих его породах Донецкого бассейна, выяснению специфического характера процессов диагенетического минералообразования в осадках различных фаций и петрографического состава. Полученные данные дают возможность решить и обратную задачу — установить с помощью диагенетических минералов фациальные условия осадконакопления вмещающих их пород и геохимическую обстановку в осадках в стадию диагенеза. Обосновано также значение конкреционных образований как нового руководящего литологического признака для стратиграфического расчленения и сопоставления разрезов угленосных отложений.

Чрезвычайно широкий круг вопросов, связанных с особенностями химизма ранне- и позднедиагенетических минералов, закономерностями и пределами изоморфизма в диагенетических карбонатах, количественной оценкой перераспределения и химической дифференциации вещества в диагенезе, геохимической подвижностью минералообразующих и многих малых элементов, эволюцией диагенетического минералообразования в нормальном разрезе и на площади, а также другие теоретические и практические вопросы угольной геологии и литологии в целом, которые могут быть решены на основе изучения диагенетических минеральных образований, будут рассмотрены во второй части монографии.

В целях сравнения была проанализирована обширная отечественная и зарубежная литература, а также проведены исследования в других угольных бассейнах. Изучен вещественный состав и другие особенности ряда отобранных автором образцов карбонатных конкреций из Кладно-Раковницкого и Остравско-Карвинского бассейнов в Чехословакии. Всесторонне исследован диккит и особенности химизма других минеральных новообразований (кальцит, анкерит, барит) из конкреций-септариев Кладно-Раковницкого бассейна; описаны конкреции с текстурой конус в конусе из Карагандинского бассейна (сборы Е. А. Слатинской) и ряда угольных месторождений Южной Якутии (сборы Т. А. Ишиной). На большом материале изучались конкреции дисульфида железа в углях и вмещающих породах Днепровского буроугольного бассейна, которые сравнивались по химизму, минеральному составу и условиям образования с аналогичными конкрециями Донецкого каменноугольного бассейна. Использованы также данные наблюдений автора в Нижне- и Верхне-Силезском бассейнах Польши, в ряде бассейнов Шотландии и Северной Англии. Подход к решению возникающих в процессе исследования задач и методы исследований автора складывались во многом под влиянием работ Н. М. Страхова и А. В. Македонова. Работа выполнена на кафедре минералогии и петрографии Харьковского университета.

## ГЛАВА I

### КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ОТКРЫТИЯ И ИЗУЧЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Первыми обратившими на себя внимание минеральными включениями в осадочных породах были конкреционные образования.

По сведениям Ч. Лайела (1866), термин «конкремция» (от латинского слова «concretio» — стяжение, сгущение, срастание) введен в литературу еще в 1839 г. У. Конибиrom, который описал кремни в рыхлых надлейасовых песках возле Аксмута (Дорсетшир, Англия). По другим данным, термин этот встречался в литературе несколько раньше (Броньяр, 1829). Позже конкреционная форма выделялась уже как одна из форм нахождения горных пород, отличная от минеральных образований, называемых «секрециями» (Naumann, 1858). Известно также, что еще М. В. Ломоносов (1763) описал камни, образовавшиеся путем «сгущения», хотя и не употреблял термина «конкремция». Имеются сведения, что близкий термин — «concreto» применялся в естественнонаучной литературе в XVIII в. (Валлериус, 1763), правда, для обозначения образований, которые сейчас к конкрециям не относятся.

Наиболее полные сводки работ русских и советских исследователей по конкрециям, а также важнейших зарубежных (в основном французских и немецких) работ приведены Я. В. Самойловым (1900, 1917, 1920, 1931) и др., М. С. Швецовым (1938, 1947, 1948) и др., Л. В. Пустоваловым (1940), Л. Б. Рухиным (1953, 1956). Основная английская и американская литература была обобщена в обстоятельной работе Е. М. Кайндла (Kindle, 1923), которая легла в основу посвященного конкрециям раздела известного руководства У. Х. Твенхофела (1936). В последнее время появился сборник работ по диагенезу осадков (Larsen, Chillingar, 1967).

Обширные материалы по истории изучения конкреций, их генезису, систематике и т. п. имеются в диссертациях К. А. Баранова (1948), А. В. Македонова (1954), П. В. Зарицкого (1956).

Детально проанализированы история и эволюция понятия «конкремция» в книге А. В. Македонова (1966), посвященной описанию современных конкреций в осадках и почвах. Можно согласиться с данным в этой работе определением конкреций как «минеральных стяжений, разносторонне растущих по субпараллельным (обычно кривым) поверхностям, ясно обособленных от вмещающей среды по составу, строению и другим литологическим признакам». Следует только добавить, что в состав конкреций может входить и даже преобладать в нем не только хемогенный, но и кластический, и органогенный материал, однако относительная концентрация специфического для данной конкреции хемогенного компонента является обязательным и наиболее важным признаком для отделения конкреций от вмещающей породы. Конкреции приурочены к определенной породе, фации или комплексу генетически связанных фаций, тогда как жильные образования секут различные типы пород. Конкреции как минеральные тела при всем многообразии своей формы характеризуются тенденцией к замкнутой кривой поверхности, что отличает их от тел пластовой или жильной формы. В противоположность образованиям секреционного типа, конкреции растут от центра к периферии.

Не ставя своей задачей дать обзор всех известных работ по конкрециям, мы остановимся здесь на истории открытия и изучения конкреций и других диагенетических минеральных образований в угленосных отложениях. Более подробные сведения приведены в монографии о конкрециях угленосных отложений Донбасса (Зарицкий, 1959). Многие конкретные вопросы, связанные с открытием и изучением минеральных включений в угленосных толщах, будут рассмотрены ниже, в других разделах работы.

Конкремионные образования в угленосных отложениях известны сравнительно давно. «Сферосидериты» упоминаются еще в работе Седжвика (Sedgwick, 1835). Конкреции в углях впервые обнаружены в Англии в середине прошлого века, где они получили название «угольных шаров» («coal balls»). Встречены они были в угольных пластах нижнего и среднего отделов каменноугольных отложений в Ланкашире и Йоркшире.

В Англии их изучали Е. Б. Бинни (Bipney, 1848), Дж. Д. Гукер, Е. Б. Бинни, Вильд, Болтон, Г. Б. Стокс (Stocks, 1893, 1902), Дж. Ломакс (Lomax, 1902), М. Стопс и М. Уотсон (Stopes, Watson, 1909) и др. Интересно, что среди английских исследователей долгое время господствовало мнение, что имеется лишь один пласт угля, содержащий «угольные шары», — Верхний футовый. Согласно такому мнению, считали возможным коррелировать все пласти угля с конкрециями. Наиболее полное описание распространения, условий нахождения, состава и происхождения «угольных шаров» в английских угольных бассейнах приведено в работе М. Стопс и М. Уотсона (Stopes, Watson,

1909), в которой отмечается наличие конкреций в ряде угольных пластов. За несколько лет до появления этой классической работы возникла полемика по вопросу о том, какие образования следует относить к типичным «coal balls». Ф. Чепмен (Chapman, 1906) нашел, что описанные им карбонатные конкреции, заключающие в себе растительные остатки, похожи на типичные «угольные шары». Против такого толкования природы «coal balls» выступила М. Стопс (Stopes, 1907). По ее мнению, конкреции, сформировавшиеся вокруг растительных остатков, нельзя прямо отождествлять с настоящими «угольными шарами», которые являются уникальными образованиями.

«Угольные шары» были открыты также в Австрии (Stur, 1885) и описаны под названием «торф-сферосидеритов». В Рурском и Аахенском бассейнах они стали известны благодаря работам Ведекинда (Wedekind, 1884), П. Кукука (Kukuk, 1909, 1938), Вейсса (Weiss, 1884), Ментцеля (Mentzel, 1903), Нассе (Nasse, 1887), Рехенберга, Г. Линка и Е. Колера (Linck, Kohler, 1933—1934), Хене (Höehne, 1954), Боде (Bode, 1928), Винтера (Winter, 1917) и др. В Германии эти образования были названы «доломитовыми кубнями» или «торф-доломитами» (Mentzel, 1903), так как вещество их по своему составу близко к доломиту.

Работы П. Кукука (Kukuk, 1909, 1938) содержат сводку данных о распространении, вещественном составе и происхождении доломитовых конкреций в углях Германии. Наряду с уже названной статьей М. Стопс у М. Уотсона, они относятся к наиболее ценным иностранным публикациям по данному вопросу. В Вестфальско-Рурском бассейне «торф-доломиты», согласно Ментцелю и П. Кукуку, найдены в трех пластах: Katharina, Finefrau-Nebenbank и в пласте № 6 шахты «Мария» Аахенского бассейна. Позже они были обнаружены в угольных бассейнах Голландии, в пластах Agir i Finefrau-Nebenbank (Koormans, 1928), во Франции и Бельгии в пластах Petit-Buisson, Bouxhartmont и др. (Leclercq, 1925).

В последние годы найдены угольные почки в ряде новых угольных пластов Рурского бассейна, а также доломитизированные «плавающие» обломки древесины — во вмещающих углях породах (Teichmüller, Werner, 1953; Kukuk, Hartung, 1941; Kukuk, 1938; Gothan, Benade, 1931; Höehne, 1949; Gothan, Oberste-Brink, 1931; Werner, 1954, 1955 и др.).

Кроме «торф-доломитов» в углях Германии обнаружены и изучены железистые пластовые конкреционные образования. Согласно Боумлеру (Bäumler, 1870), они в общем аналогичны «соответствующим английским и шотландским блэкбендам».

Начиная с 30-х годов усиливается интерес к этим образованиям американских (Keyes, 1939; Recd, 1941 и др.), а в послевоенные годы и советских исследователей. Значительно мень-

го колчедана неоднократно сообщали А. Е. Ферсман (1915), Я. В. Самойлов, А. П. Дорофеев (1963, 1964, 1965, 1966) — в углях Подмосковного бассейна; И. Р. Чудовская и Е. В. Искюль (1936), Е. С. Корженевская (1940), А. К. Пылина (1964, 1964а) — в Боровичском районе; И. Г. Купров (1951) — в Нелидовском районе; Б. Ф. Мефферт и В. С. Крым (1926), В. А. Банковский (1951), Е. О. Погребицкий (1953), А. З. Юровский (1948), Н. П. Ярош (Геолого-химическая карта Донбасса, 1941) — в углях Донбасса и т. п.

Имеются также многочисленные указания на широкое развитие дисульфидов железа в углях ряда месторождений за рубежом (Кикик, 1909, 1938; King, 1953; Newhouse, 1927; Foster, Feicht, 1946, и др.).

Однако Ю. А. Жемчужников (1948) справедливо указывал, что наблюдения над конкреционными образованиями в углях СССР единичны и не отражают действительного их распространения. Этим, вероятно, объясняется тот факт, что основные сведения о распространении, морфологии, условиях залегания и составе конкреций, как и большинство иллюстраций, приведенных в работе Ю. А. Жемчужникова (1948), заимствованы из иностранной литературы.

Наряду с конкрециями угольных пластов, в отечественных и зарубежных работах в известной мере освещены и конкреционные образования во вмещающих уголь породах, главным образом в породах кровли. При этом главным объектом изучения были угольные почки, которые благодаря прекрасной сохранности заключенных в них инкрустированных растительных остатков представляют большой интерес для палеоботаников. Наиболее крупные работы (Залесский, 1914; Кикик, 1909), как уже отмечалось, посвящены выяснению вещественного состава и генезиса именно конкреций в угле.

В зарубежной литературе конкреции из пород, сопровождающих угли; называют по-разному; в Англии — «ironstone nodules», в Бельгии «nODULES de sideros», в Германии — «sphäerosideritknollen» и т. д. Часто встречающиеся в породах кровли конкреции получили также специальные названия. Немцы называют их кровельными сферосидеритами («dachsphäerosiderite»), англичане — желваками кровли («roof-nodule») и т. п. Упоминание или описание их находим во многих иностранных работах (Кикик, 1909, 1938; Lukas, 1873; Mentzel, 1903; Newhouse, 1927; Stopes, Watson, 1909; Stocks, 1902; Edwards, Stablefield, 1948; Hawkes, Smyth, 1935; Skoček, 1961; Van Tassel, Scheere, 1960 и многие другие).

В Пурском бассейне и в Бельгии конкреции наиболее часто заключают в себе раковины гониатитов. У нас, в Донецком бассейне, в «сферосидеритах» кровли чаще всего находили пелепицпод, но типы конкреций не описаны. Правда, Б. И. Чернышев

(1931) подчеркивал полную аналогию между этими образованиями Донбасса и других стран (Англии, Германии).

Уже М. Д. Залесский (1914), наблюдавший конкреции в кровле пласта Итальянского (Берестовский уклон) и в других местах Донецкого бассейна, отмечал, что они «совершенно отличны от почек, встречающихся в угле». В литературе можно встретить упоминания о «сидеритовых желваках», «почках сферосидерита» или «стяжениях глинистого сферосидерита» в породах Донецкого бассейна, но до последнего времени эти образования никем не изучались. Следует отметить, однако, что еще в довоенные годы П. Ф. Ли (1939), говоря о развитии литологических исследований в Донецком бассейне, подчеркивал необходимость обращать внимание на присутствие в карбонатных горизонтах кремневых стяжений и в глинистых породах «сидеритовых образований, имеющих большое значение при определении генезиса пород».

О конкреционных образованиях в угленосных отложениях Донбасса упоминают А. А. Гапеев (1949), Н. К. Лещенко (1925), Н. В. Логвиненко (1952, 1953), В. С. Яблоков и И. А. Кузнецов (1952), Ю. А. Жемчужников (1959) и другие исследователи. С. Е. Колотухиной (1949) описаны карбонатные «фитоконкреции», развитые в углях и вмещающих их породах кольчугинской свиты Кузбасса. Детальные многолетние исследования карбонатных конкреций Печорского бассейна проведены А. В. Македоновым (1947, 1954, 1957) и др. Им было показано, что состав конкреций определяют карбонаты железа и кальция при подчиненном значении углекислых магния и марганца. Отмечено особенно широкое развитие анкеритовых конкреций. Образование конкреций связывается с диагенезом угленосных отложений. Крупные конкреции в песчано-глинистых отложениях Богословского угольного месторождения на Урале описаны Н. А. Тимошенко (1953). О распространении сидеритовых и пиритовых конкреций в продуктивной части угленосной толщи Экибастузского района Казахстана сообщает Е. П. Бутова (1954).

В угленосных отложениях Карагандинского бассейна также отмечено присутствие карбонатных конкреций — В. В. Коперина (1956), Н. М. Крылова (1954), Т. А. Ишина (1955), Е. А. Слатвинская (1954); в угленосных отложениях Окрибы их описали Г. С. Дзоценидзе, Н. И. Схиртладзе, И. Д. Чечелашвили (1955). Сидеритовые стяжения в каменноугольных (намюр) отложениях Львовской мульды обнаружены Н. С. Вартановой, И. Н. Артеменко и Р. Г. Галкиной (1950). Позже сидеритовые образования в угленосной толще Львовско-Волынского бассейна были описаны Д. П. Бобровником (1959). По данным А. А. Петренко (1953), для нижнекарбоновых угленосных отложений восточного склона Урала «в кровле пластов развитие

тонких сидеритовых линз и прослоев — довольно обычное и почти повсеместное явление». И. Г. Купров (1953) указывает на значительное распространение конкреционных образований в угленосной толще Ткварчельского месторождения. К сожалению, изучению подверглись лишь разрозненные образцы; не выяснена степень устойчивости их распространения по простиранию, нет сведений об отличиях конкреций кровли и почвы углей, о приуроченности отдельных типов их к определенным фациям угленосных пород и т. д. Эти недостатки свойственны и многим другим названным выше работам.

Данные об образовании дисульфида железа в углях и карбонатности в породах как показателе фациальных условий содержатся в статьях В. А. Банковского (1950, 1951). Автор считает, что известковые конкреции появляются только там, где наблюдается фациальный переход по простиранию слоя аргиллитов или тонких алевролитов в слои известняка. Упоминаемые им «глинисто-доломитовые стяжения в углях и глинистых породах» не описаны.

З. В. Тимофеевой (1955, 1956) изучались конкреции из алмазной ( $C_2^5$ ) и каменской ( $C_2^6$ ) свит центральной части северной окраины Донецкого бассейна, а позже — конкреции свиты  $C_2^4$  северной окраины бассейна и его северного продолжения и частично конкреции нижнего карбона (свиты  $C_1^3$ ;  $C_1^4$ ;  $C_1^5$  юго-западной окраины (Тимофеева, 1959; Коперина, Тимофеева, 1959). Былоделено внимание исследованию химико-минерального состава карбонатных конкреций из вмещающих уголь пород, выяснению роли конкреций как показателей фациальных условий отложения вмещающих их пород, предложена классификация изученных типов конкреций.

Краткая характеристика карбонатных конкреций приводится также в коллективной монографии о строении и условиях накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донбасса (Жемчужников, Яблоков, Боголюбова и др., 1959). По морфологии, условиям залегания и другим признакам конкреции разделены на две большие группы, внутри которых по химическому составу выделен ряд типов. Значение конкреций для фациального анализа угленосных отложений впервые установил А. В. Македонов (1954, 1955, 1956, 1957) на большом материале Печорского бассейна. Подметив также закономерную и быструю изменчивость конкреционных комплексов в нормальном разрезе и однозначность этих изменений на больших площадях, он обосновал возможность использования конкреций для стратиграфических целей, для расчленения и сопоставления разрезов угленосных отложений. А. В. Македонов (1955, 1956, 1957) и Ф. И. Енцова (1958) занимались выяснением вопроса о парагенезисе угленосности и кон-

крециеносности и установили ряд интересных закономерностей. Кроме того, А. В. Македонову (1957а, 1966) принадлежит сводка закономерностей географического распространения современных конкреций в осадках и почвах, во многом облегчающая изучение ископаемых конкреций.

Некоторые сведения о карбонатных конкрециях и изменении их состава в разрезе нижне- и среднекаменноугольных отложений юго-западной части Донбасса имеются в работе А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейна (1963). Карбонатные конкреции из отложений нижнего и среднего карбона западного продолжения Донбасса описаны И. Е. Лескевичем (1957), А. В. Сокольской и М. Т. Кучеренко (1963). Было показано различие состава конкреций из пород разных фаций, а также разных отделов карбона.

Хотя преобладает мнение о диагенетическом происхождении конкреций, часть исследователей считает их сингенетическими или эпигенетическими образованиями (отметим, что различные авторы вкладывают в эти термины не всегда одинаковое содержание).

Начиная с 1953 г. автор настоящей монографии занимался всесторонним изучением карбонатных, сульфидных и кремнистых диагенетических образований в углях и вмещающих их породах Донецкого бассейна (Зарицкий, 1955—1968). Исследовались распространение, морфология, условия залегания конкреций различного состава, конкрециеносность каменноугольных отложений, включая отложения нижнего и верхнего карбона. На основе полученных результатов дана детальная химико-минералогическая характеристика карбонатных, сульфидных и кремнистых конкреций, установлены пределы изоморфизма карбонатных компонентов в сложных по составу карбонатных конкрециях и проведено сравнение последних с аналогичными образованиями других угольных бассейнов. Отдельные работы посвящены установлению содержания и минеральной формы фосфора в карбонатных конкрециях, распространению фосфора в конкрециях и вмещающих их породах различных фаций, изучению минералогии, химизма и генезиса минеральных новообразований в конкрециях-септариах, участию и роли малых элементов в сложении конкреций различного состава. Особое внимание удалено проблеме образования конкреций в углях и вмещающих их породах, выяснению закономерной связи химико-минерального состава конкреций с фациальными условиями образования вмещающих их пород, времени и места образования конкреций в общем ходе аутогенного минералообразования в осадках. Детально обосновано раннедиагенетическое происхождение подавляющего большинства конкреций и позднедиагенетическое образование известковых конкреций с текстурой конус в конусе и кремнистых конкреций в углях, а также ми-

ральных новообразований в конкрециях-септариях. Выдвинута новая точка зрения на источник минералообразующих растворов, участвующих в образовании карбонатных угольных почек.

Ряд работ посвящен вопросам диагенетического перераспределения вещества, оценке количественных показателей геохимической подвижности элементов в диагенезе, включая многие малые элементы. Рассмотрена возможность использования наблюдений над условиями залегания конкреций при решении ряда теоретических и практических вопросов литологии (время заложения трещин в осадках, сокращение мощности осадков различного гранулометрического типа и состава, значение конкреций для изучения метаморфических пород и т. п.), изучения конкреций с целью фациального анализа, а также для синонимики угольных пластов и корреляции разрезов угленосных отложений и пр.

Описаны конкреции дисульфида железа из углей и вмещающих пород Днепровского буру угольного бассейна (Зарицкий, 1962а, 1962б, 1963б, 1964б), а также минералогия и химизм некоторых минеральных новообразований из карбонатных конкреций-септариев Кладно-Раковницкого и Остраво-Карвинского угольных бассейнов (Чехословакия); проведено сравнение их с аналогичными образованиями из Донбасса (Зарицкий, 1963, 1963 г., 1964, 1965).

Еще в 40-х годах А. В. Македонов предложил специальный метод изучения и использования конкреций как литогенетического и коррелятивного признака (Македонов, 1947, 1948), тем самым положив начало конкреционному анализу как особому разделу литологии. Метод конкреционного анализа был разработан, проверен и успешно применен в практике при геологосъемочных и геолого-разведочных работах в Печорском бассейне (Македонов, 1954, 1955—1957 и др.; Енцова, 1958) и других угольных бассейнах страны (Беленко, 1962; Бродская, 1959; Зарицкий, 1955, 1956, 1956а, 1956г, 1959, 1959а и др.; Коперина, 1956; Сальникова, 1963 и др.). Изучению конкреционных образований угленосных и неугленосных толщ посвящены диссертационные работы (Баранов, 1953; Виталь, 1950; Зарицкий, 1956; Македонов, 1954; Бродская, 1959), а также монографии об ископаемых конкрециях (Зарицкий, 1959) и современных конкрециях (Македонов, 1966). В настоящее время можно считать, что конкреционный анализ как особый метод изучения осадочных толщ оправдал себя на практике. Этот метод позволяет расчленять и увязывать разрезы по комплексам конкреций. В отдельных случаях конкреции используются как поисковый признак парагенетически связанных с ними полезных ископаемых, как индикатор условий образования вмещающих их пород и т. п.

Несомненно, что необходимо дальнейшее совершенствование данного метода, выработка практических рекомендаций для его широкого использования геологическими производственными организациями. В какой-то мере эта задача учтена авторами руководства «Методы корреляции угленосных толщ...» (1968). Здесь имеются специальные разделы, посвященные методике изучения и практического использования для синонимики угольных пластов и корреляции угленосных отложений карбонатных, сульфидных и кремнистых конкреций в угольных пластах (П. В. Зарицкий) и конкреций из вмещающих уголь пород, обоснованию конкреционного анализа, практическим приемам его осуществления и т. п. (А. В. Македонов, П. В. Зарицкий).

Особую роль в познании процессов диагенетического минералообразования сыграли работы Н. М. Страхова (1950, 1953, 1954, 1954а, 1956, 1957, 1960, 1963 и др.). Данные, полученные этим автором при изучении современных и древних отложений, в том числе и угленосных толщ, легли в основу современных представлений о диагенезе осадков. Н. М. Страхов (1960) подчеркивал, что одной из характернейших черт диагенеза является перераспределение вещества, и на примере наиболее распространенных карбонатных конкреций показал основные закономерности миграции и концентрации вещества в диагенезе, приводящие к формированию конкреций. Идея вторичной перегруппировки вещества в пределах слоя осадка с образованием при этом минеральных стяжений глубоко понималась до этого лишь немногими естествоиспытателями (В. И. Вернадский, А. Е. Ферсман, Я. А. Самойлов, Л. В. Пустовалов, Г. И. Теодорович). Обычно же формирование конкреций рассматривалось упрощенно — как результат уплотнения или цементации осадков различного механического и химического состава.

Монография Н. М. Страхова «Основы теории литогенеза» (1960), как и его более ранние работы, способствовала повышению интереса исследователей к проблемам литологии, в особенности к их геохимическим аспектам, более глубокому и всестороннему изучению процессов диагенетического минерало- и рудообразования в отложениях различного типа и возраста. Теперь уже многие исследователи считают, что изучение конкреционных образований представляет собой специальную отрасль литологических исследований и является неотъемлемым и важным элементом литологии. Можно с удовлетворением отметить, что сейчас почти каждая крупная литологическая работа содержит сведения о минеральных включениях конкреционного типа.

Значение конкреций как важного коррелятивного и генетического признака вмещающих их пород является общепризнанным и отмечено в ряде учебников и методических руководств

(Наливкин, 1955; Рухин, 1953; Теодорович, 1958; Хабаков, 1958; Швецов, 1958; Методы изучения осадочных пород, 1957 и др.). Тем не менее, в большом коллективном труде Ю. А. Жемчужникова, В. С. Яблокова, Л. И. Боголюбовой и др. (1959) при диагностике и описании фаций угленосных отложений Донецкого бассейна были недостаточно точно использованы возможности литолого-геохимического изучения аутигенных минеральных образований (в частности конкреционного типа) и даже материал по ним, которым располагали авторы.

Особая важность работ, посвященных проблеме диагенеза и выполненных в последние два десятилетия, подчеркивается и в редакционной статье журнала «Литология и полезные ископаемые» (1967, № 5). Как серьезный положительный момент в этой статье рассматривается «прогрессирующая химизация литологии», которая «обещает сделать теорию литогенеза более разработанной и фактически обоснованной, чем она есть сейчас».

Из приведенного краткого очерка распространения и изучения конкреций в угленосных толщах видно, что интерес исследователей к минеральным включениям конкреционной природы резко усилился. При этом главное внимание привлекают уже не относительно редко встречающиеся угольные почки, а конкреции во вмещающих уголь терригенных породах, почти повсеместно развитые в угленосных формациях. Их изучение имеет большое значение не только для восстановления условий накопления угленосных толщ (что само по себе весьма важно), но и для синонимики угольных пластов и корреляции разрезов угленосных отложений.

В последние годы за рубежом также появились работы, в которых делается попытка использовать карбонатные конкреции для фациального анализа (Weber, Williams, 1965 и др.).

Заканчивая краткий обзор истории открытия и изучения диагенетических образований в угленосных отложениях, следует подчеркнуть, что если первые работы в данной области появились в конце прошлого — начале нынешнего столетия в более развитых по тому времени странах Западной Европы, то сейчас ведущая роль в проведении литологических исследований, в частности в изучении конкреций, принадлежит советским геологам.

## ГЛАВА II

### РАСПРОСТРАНЕНИЕ, УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ В УГЛЯХ И ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОДАХ.

#### 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ БАССЕЙНА И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

К настоящему времени не только изучены стратиграфия и тектоника Донецкого бассейна, но и весьма подробно описаны литолого-фациальные особенности угленосных отложений. Результаты такого изучения и детальную характеристику пород находим во многих работах последних лет (Ботвинкина, 1952, 1954, 1962; Ботвинкина, Жемчужников и др., 1956; Жемчужников, Яблоков, 1956; Жемчужников, Яблоков и др., 1959, 1960; Логвиненко, 1953; Феофилова, 1954, 1959, 1966; Феофилова, Левинштейн, 1963; Геология месторождений угля, 1963 и др.).

Наиболее древними образованиями, участвующими в геологическом строении территории Донецкого бассейна, являются кристаллические породы докембрия, слагающие нижний структурный этаж — кристаллический фундамент, на котором резко несогласно залегает толща осадочных пород палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Осадочные отложения начинаются породами девона, развитыми неповсеместно.

Каменноугольная система представлена полным и практически непрерывным разрезом осадков, залегающих с перерывом и трансгрессивно на верхнем девоне или же резко несогласно — непосредственно на породах кристаллического фундамента. На породах карбона согласно залегают отложения пермской системы, развитые за пределами открытого Донбасса. Выше в разрезе, также за пределами открытого Донбасса, развиты отложения триасовой, юрской и меловой систем мезозоя и палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем кайнозоя. Далее мы дадим лишь краткую литолого-фациальную характеристику каменноугольных отложений.

Мощность отложений карбона достигает нескольких тысяч метров. При этом отмечается закономерное увеличение мощности всех свит от периферии к центру (к осевой линии бассейна) и с запада на восток. Самая нижняя часть разреза, отвечающая турнейскому и большей части визейского яруса, представ-

лена толщей сплошных известняков мощностью 300—600 м. Остальная часть разреза карбона, вплоть до границы с пермью, сложена толщей обломочных пород с подчиненными им пластами и прослойками карбонатных пород и углей. Общая мощность этой части отложений карбона достигает 18 000 м. Примерное процентное соотношение пород в разрезе толщи следующее: песчаники — 25—30%, сланцы (алевролиты и аргиллиты) — 65—70%, известняки — 1%, угли — 1% (Геология месторождений угля, 1963).

Каменноугольные отложения Донбасса характеризуются рядом специфических и весьма важных особенностей: огромной мощностью осадков, циклическим строением, полнотой и выдержанностью разреза, обилием остатков морской и пресноводной фауны, а также континентальной флоры. По литологическим и палеонтологическим особенностям каменноугольные отложения являются отчасти мелководными (до 200 м) морскими, отчасти лагунными и континентальными осадками, многократно переслаивающимися друг с другом в нормальном разрезе.

Отложения карбона Донбасса подразделяются на три отдела: нижний ( $C_1$ ), средний ( $C_2$ ) и верхний ( $C_3$ ). Каждый отдел имеет ряд свит: нижний — свиты  $C_1^1$  —  $C_1^5$ , средний —  $C_2^1$  —  $C_2^7$  и верхний —  $C_3^1$  —  $C_3^3$ . Свиты, в свою очередь, расчленены с точностью до отдельного слоя (пласта). Любой из пластов известняка и угля в терригенной толще имеет свой индекс, показывающий его место (порядковый номер) в разрезе свиты; при этом известняки обозначаются большими буквами латинского алфавита, а угли — маленькими.

Угленосная формация Донецкого бассейна представлена разнообразным комплексом терригенных пород, переслаивающихся относительно маломощными пластами известняков и углей. Терригенные породы представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками — мелко-, средне- и крупнозернистыми. Гравелиты и конгломераты встречаются редко. Цвет пород преимущественно серый, варьирующих тонов. Участие разных пород в сложении угленосной толщи в различных свитах и районах неодинаково.

Угленосные отложения Донецкого бассейна полифациальны. Широко развиты в разрезе и на площади отложения континентальных, морских и переходных фаций, представленные осадками лагун, заливов и реликтовых озер с участием отложений подводных выносов рек.

### Континентальные отложения

Эти отложения подразделяются на аллювиальный и болотный комплексы. Аллювиальный комплекс слагают отложения различных частей русла и поймы. Болотный объединяет отло-

жения различных частей торфяных болот, включая их заливающиеся части, сапропелевых озер и отложений, их подстилающих, которые затронуты «процессами почвообразования», хотя по первичным признакам могут иметь аллювиальное, переходное или морское происхождение.

Отложения фаций русла. В условиях русла отлагаются разнозернистые песчаники, иногда гравелиты и даже галечниковые конгломераты, обладающие крупной косой односторонней прямолинейной и сходящейся слоистостью с характерной ритмической сортировкой обломочного материала в каждом слойке. Важной особенностью русловых отложений является то, что они всегда с эрозионным размывом налегают на образовавшиеся ранее и имеющие различный генезис осадки. Фауна не встречается. Растительные остатки довольно часты, главным образом в виде крупных обугленных или минерализованных обломков стеблей и стволов. Отложения русла залегают ниже угольных пластов, кверху они постепенно переходят в отложения, характеризующие пойменные условия осадконакопления. В сторону моря они постепенно сменяются отложениями подводной дельты, а затем и типичными морскими обломочными осадками. Минеральные включения в виде карбонатных стяжений в русловых отложениях, как правило, не встречаются; изредка попадаются небольшие желваки и кристаллы дисульфида железа. Однако в аллювиальных песчаниках иногда отмечается местная повышенная карбонатность.

Отложения фации поймы. Представлены они песчаниками и алевролитами серого или светло-серого цвета, а также темно-серыми аргиллитами. Для пойменных отложений характерно уменьшение размера зерен снизу вверх. Фауна также отсутствует. Многочисленны мелкие растительные остатки и детрит. Книзу они постепенно переходят в отложения русла, кверху — в отложения болот, являющихся почвой угольных пластов. Минеральные включения конкреционного типа весьма редки; встречаются отдельные зерна железистого карбоната и мелкие кристаллы пирита.

Болотные отложения. Прежде всего в болотный комплекс входят осадки фации обводненных торфяных болот и фации сапропелевых озер и болот, накопившийся в которых гумусовый и сапропелевый материал превращается затем в уголь. Сюда же относятся отложения фаций заболоченных прибрежно-морских равнин и заливающихся частей торфяных болот. Первая фация представлена породами от аргиллита до песчаника мелкозернистого, причем преимущественным развитием, согласно Н. В. Логвиненко (1953), пользуются аргиллиты (в среднем — 75%). Породы этой фации обладают комковатой, или т. н. «кучерявой» текстурой, которая книзу постепенно исчезает по мере уменьшения количества корневых остатков —

стигмариев и аппендиксов. Отпечатки стеблей, коры, ветвей и листьев в типичных «кучерьвичках» (стигмариевых слоях) почти совершенно отсутствуют. Не характерна для них также фауна. Залегают эти породы ниже пластов углей или замещающих их углистых аргиллитов. Книзу они постепенно переходят в пойменные или переходные, иногда морские отложения, т. е. в отложения, на которых развивались болота. По простиранию болотные осадки большей частью сменяются переходными от континентальных к морским. В породах почвы угольных пластов присутствует значительное количество минеральных включений в виде небольших различной неправильной формы желвакообразных карбонатных конкреций и мелких выделений дисульфида железа.

Породы подпочвы угольных пластов обычно также не имеют четко выраженной первичной слоистости, так как она переработана корнями болотных растений. Вместе с тем породы подпочвы отличаются меньшей комковатостью вследствие того, что корни достигали осадков подпочвы лишь своими периферическими тонкими частями, образуя «перепутанную» текстуру. Для отложений подпочвы характерно присутствие в большом количестве мелких карбонатных конкреций.

#### Отложения фаций, переходных от континентальных к морским

Широкое развитие отложений переходной группы фаций связывают с условиями отмелого (с пологим подводным склоном) берега с изрезанной береговой линией, образующей мысы, заливы, бухты и обусловливающей сложное распределение осадков с образованием различных аккумулятивных форм в виде отмелей, кос, пересыпей и баров и, с другой стороны, с отчленением лагун и приморских озер. Поверхность суши, примыкающей к берегу, представляла собой довольно плоскую заболоченную приморскую равнину, слабо расчлененную, главным образом в результате развития речной сети. Переходная группа включает следующие фации: глинистых осадков лагун и заливов; песчано-алевритовых осадков зоны волновой ряби заливно-лагунного побережья; песчаных осадков кос, пересыпей и баров; песчаных выносов рек (подводная часть дельты); глинисто-алевритовых и песчаных осадков приморских озер.

Породы всех этих фаций являются промежуточными между отложениями континентальными и морскими (по степени сортировки, количеству и характеру растительных остатков и т. п.). Наиболее отчетливо это проявляется в смешанном характере фауны, особенно обильной в глинистых отложениях лагунно-заливной фации. Здесь наряду с прибрежными солоноватоводными формами встречаются и морские, выдерживающие опрес-

нение. Растительные остатки обычно плохой сохранности; при этом характерно совместное нахождение растительных остатков и фауны опресненных водоемов. Наибольшее количество растительных остатков наблюдается в непосредственной близости от угольного пласта, по мере удаления от него они встречаются все реже и реже.

В разрезе отложения переходных фаций часто чередуются с породами болотной фации, что свидетельствует о неустойчивости ландшафта побережья. По площади они сменяются континентальными и прибрежно-морскими отложениями.

Для преимущественно песчаных отложений последних четырех фаций переходной группы конкреционные образования в общем мало характерны. Исключение составляют песчаные осадки пересыпей, кос и баров, в которых развиты крупные (от долей до единиц метров по длине) шаровидные, а чаще кара-ваобразные или линзовидные конкреции, слабо вскипающие с соляной кислотой на холоду и имеющие выветрелую поверхность бурого цвета. В отличие от Печорского бассейна, где крупные «конкреционные линзы» в песчаниках этого типа составляют 40—50% (Македонов, 1965) объема всех конкреций бассейна, в Донецком бассейне такие конкреции имеют подчиненное развитие.

Глинисто-алевритовые породы приморских озер незначительно распространены. Поэтому остановимся кратко на характеристике фации глинистых осадков лагун и заливов. Отложения этой фации представлены аргиллитами, часто алевритистыми или мелкозернистыми алевролитами темно-серого цвета с неясной горизонтальной (преимущественно тонкой) или пологоволнистой слоистостью. Нередко слоистость подчеркивается конкреционными образованиями, располагающимися удлинением согласно наслоению пород (в виде цепочек конкреций или конкреционных прослоев). В интервалах между конкрециями слоистость неясная, выражаясь лишь в плитчатом расколе. Растительные остатки мелкие, плохой сохранности (реже — крупные отпечатки коры и обрывки листьев), чаще детрит. Обычна фауна опресненных вод: эстерия, остракоды, пелециподы (*Carbonicola*, *Anthracomyia*, *Najadites*, *Anthraconauta*). Наряду с ними встречаются некоторые прибрежно-морские эвригалинные формы (*Clinopista*, реже *Myalina*), из брахиопод присутствуют мелкие угнетенные *Lingula*, из гастропод — *Vicania*. Обычным спутником солоноватоводных пелеципод является *Spirorbis* (Ботвинкина, Жемчужников и др., 1956). Чаще всего это единичные экземпляры, но иногда встречаются массовые скопления ядер выполнения и раковин солоноватоводных двустворчатых моллюсков.

Наличие растительных остатков свидетельствует о близости суши. По-видимому, эти отложения образовались в спокойных

водоемах прибрежной мелководной зоны, защищенных от воздействия морских волн и течений барами. По данным А. П. Феофиловой и М. Л. Левенштейна (1963), в среднекаменноугольный период, особенно во вторую его половину, изоляция лагун от морских вод была достаточно хорошей. Разбавление речными водами приводило к значительному распроснению лагун среднего карбона. В нижнем карбоне, в течение всего времени формирования продуктивных свит, лагуны были слабо изолированы от морских вод, на что указывает характер содержащейся в них фауны.

Для алеврито-глинистых лагунно-заливных отложений очень характерны карбонатные конкреции разнообразной формы (линзовидные лепешковидные, округло-уплощенные, эллипсоидальные, реже конкреционные прослои). Присутствует также тонкорассеянный пирит и более крупные стяжения его, иногда приуроченные к органическим остаткам. Глинистые отложения фации лагун и заливов залегают в кровле угля обычно с четким контактом; кверху они сменяются морскими алеврито-глинистыми отложениями.

### Морские отложения

Здесь рассматриваются только отложения, связанные с морем нормальной солености, имеющим преимущественно ровную береговую линию. Группа морских фаций включает такие подгруппы:

1. Фации песчано-глинистых осадков материкового моря.
2. Фации карбонатных осадков материкового моря.

Приведем краткое описание отложений только первой подгруппы, в которую входят фации глинистых осадков материкового моря; алевритовых осадков материкового моря; чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря; песчаных осадков зоны морских течений.

Отложение песчаных осадков происходило в области мелкого моря в условиях интенсивной переработки течениями приносимых с ближайшей суши материалов. Прибрежно-морские песчаники отличаются от континентальных лучших сортировкой материала, хорошей окатанностью частиц, наличием морской фауны. Слоистость крупная косая, клиновидная, разноправленная пологая, часто неотчетливая для песчаных осадков зоны морских течений и волнистая мульдообразная (перекрестная) или линзовидная, пологоволнистая, неправильно-горизонтальная — для фации чередования песчано-алевритовых осадков зоны волнений прибрежной части моря.

Песчаники прибрежно-морского типа нередко залегают на размытой поверхности подстилающих их пород. Вверх по разрезу они либо сменяются осадками лагун и заливов, либо пере-

ходят непосредственно в подпочву и почву углей. Такое положение песчано-алевритовых прибрежно-морских отложений в разрезе угленосной толщи свидетельствует о том, что их образование происходило в условиях мелководья на поднимающемся морском дне, когда на смену относительно глубоководным осадкам приходят все более и более мелководные, а с суши поступает все возрастающее количество терригенного материала, сортируемого и перераспределляемого морем. Иными словами, появление их связано с регрессией моря, его отступлением вплоть до полного ухода и заболачивания поднявшегося морского дна.

Песчаные морские отложения обычно лишены минеральных включений конкреционного типа. И только в более тонкозернистых слоях фации чередования песчано-алевритовых осадков встречаются относительно редкие небольшие линзовидные конкреции, подчиненные слоистости вмещающих пород. Основная масса конкреций развита в алеврито-глинистых породах первых двух фаций. Конкреции характеризуются разнообразием форм.

Важнейшим признаком, позволяющим отнести алеврито-глинистые отложения к группе морских, служит наличие остатков морских организмов. Отложения фации алевритовых осадков материкового моря являются переходными от морских глинистых осадков либо к песчано-алевритовым отложениям зоны волнений прибрежной части моря, либо к лагунно-заливным отложениям переходной группы фаций. В этом случае они часто слагают кровлю угольных пластов.

Заканчивая краткую фациальную характеристику угленосных отложений, необходимо отметить следующее. Частая смена в нормальном разрезе на малых расстояниях отложений с морской и лагунной фауной свидетельствует о том, что все это осадки лагун, в той или иной мере связанных с открытым морским бассейном, причем эта связь во времени то усиливается, то ослабляется. О том же свидетельствует наличие растительных остатков в маломощных слоях с морской фауной и тонкозернистый характер осадков в надуольной части циклов осадкообразования (отложения открытого моря должны быть более грубозернистыми). Видимо, осадкообразование происходило в лагунах, которые протоками через бары сообщались с морем. Очень характерно, что в таких маломощных слоях с морской фауной редко встречаются существенно Са-карбонатные конкреции; в большинстве своем они близки по составу к конкрециям из отложений лагунно-заливных.

Отложения перечисленных выше фаций многократно сменяют друг друга в нормальном разрезе. При этом последовательность чередования фаций в разрезе и на площади подчиняется определенным закономерностям. Периодичность осадконакопления

ления признавалась многими исследователями и была отмечена еще при проведении детальной геологической съемки Донецкого бассейна Л. И. Лутугиным. Но особенно много сделано для изучения циклического строения угленосных отложений Донецкого бассейна в последние десятилетия (Ботвинкин, 1952, 1954, 1956; Ботвинкин, Жемчужников и др., 1956; Жемчужников, 1947, 1951, 1955; Жемчужников, Яблоков и др., 1959, 1960; Крашенинников, 1947; Логвиненко, 1945, 1952, 1953; Феофилова, 1954; Феофилова, Левенштейн, 1963 и др.).

Периодическое повторение в разрезе пластов углей и известняков, многократное чередование континентальных и морских фаций отражают непрерывные колебательные движения в течение времени накопления угленосной формации. При характеристике циклического строения угленосной толщи пользуются термином «цикл осадконакопления». Циклом называют полифациальный комплекс отложений, отражающих непрерывную смену регressiveных условий осадконакопления трансгрессивными (Жемчужников и др., 1959). Под цикличностью понимают многократное закономерное чередование в разрезе таких полифациальных комплексов отложений (циклов). Циклы осадконакопления достаточно четко отличаются от выше и ниже лежащих циклов и широко развиты на площади. Конец каждого цикла знаменует возвращение к условиям, более или менее близким к тем, которые предшествовали его началу, хотя и не тождественны им. Вследствие этого каждый цикл и смена циклов являются свидетельством поступательного развития процесса осадконакопления.

Циклы осадконакопления различаются между собой по ряду признаков (фациальный состав, содержание угля в цикле, мощность, сложность строения, место в циклах высших порядков). Различные типы циклов сменяют в разрезе друг друга в закономерной последовательности, что позволяет выделять циклы более высоких порядков, вплоть до 6-го и даже 7-го порядка (Феофилова, Левенштейн, 1963; Геология месторождений угля..., 1963).

## 2. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И СБОРА МАТЕРИАЛА

Изучение разрезов каменноугольных отложений, описание и отбор образцов производились прежде всего в горных выработках-шахт (квершлаги, штреки, лавы, забои), которые по площади видимости и относительной свежести обнаженных пород имеют ряд преимуществ перед керном буровых скважин и естественными обнажениями. Последнее обстоятельство очень важно, так как для выяснения химико-минерального состава диагенетических образований и сравнительного изучения конкреций и вмещающих их пород необходимо исследовать образцы, не

затронутые процессами выветривания. Квершлаги шахт позволяют также шаг за шагом просматривать прослойно значительную толщу угленосных отложений.

Особенно ценные наблюдения и сведения были получены при описании и обработке материала, отобранного из керна большого диаметра, поднимаемого при проходке шахтных стволов бурением с помощью установки кернового бурения УКБ-3,6М. Такой керн высотой 5—6 м и диаметром более 3 м представляет собой превосходный объект для литологических исследований. В нем удачно сочетается свежесть материала с большой площадью видимости, позволяющей вести наблюдение и отбор образцов в трех измерениях. При изучении керна большого диаметра получены уникальные фотографии и зарисовки структурно-текстурных особенностей пород, характера переходов и контактов слоев, распределения и условий залегания органических остатков, конкреций и других включений. Как будет видно из дальнейшего, полученный материал дал возможность решить ряд важных вопросов. Ценность керна большого диаметра обусловлена также почти 100%-ным выходом его при проходке стволов бурением. Благодаря этому удалось послойно описать разрезы и отобрать необходимые образцы конкреций и пород из разреза каменноугольных отложений мощностью около 500 м в одном районе и 450 м — в другом. Дополнительное изучение условий залегания и распространения конкреций, сбор образцов и замеры конкрециеносности интервалов разреза проводились в естественных обнажениях и в керне разведочных буровых скважин обычного диаметра.

Целью наблюдений в полевых условиях, которым мы придали большое значение, было установление геологической обстановки нахождения, морфологии, текстуры, условий залегания и других особенностей макроскопически наблюдаемых диагенетических минеральных образований. Описание конкреций сопровождалось схематическими зарисовками, фотографированием и необходимыми замерами и подсчетами. При описании учитывались следующие основные особенности конкреций: форма, размеры, характер поверхности; характер контакта и взаимоотношение со слоистостью вмещающей породы, частота и характер распределения в пределах слоя; цвет конкреций, отдельных частей и концентрических слоев в свежем изломе и отдельно цвет выветрелой корки, цвет по сравнению с окраской вмещающей породы; внутреннее строение; соотношение между слоистостью конкреций и вмещающих пород, наличие или отсутствие трещин в теле конкреций, характер их расположения; минеральные включения в виде новообразований по трещинам сокращения и полостям, в виде выделений дисульфида железа в теле карбонатной конкреции или по органическим остаткам в ней; органические остатки (фауна и флора); следы жизнедея-

тельности организмов (хода илоедов и т. п.); состав карбонатных конкреций (ориентировочный), определяемый по характеру реакции с разбавленной соляной кислотой (10%) на холода (бурная, умеренная, слабая, только в порошке, отсутствие реакции с HCl), а также после нагревания образца, различных частей конкреций, свежего излома и выветрелой корки; положение конкреций в разрезе цикла осадконакопления; коэффициент конкрециеносности отдельных обнажений, циклов, частей свит, свит, типов пород, в основу вычисления которого был положен линейный метод (Методы изучения осадочных пород, 1957).

Наряду со сбором и описанием конкреций велись наблюдения и над вмещающими их породами, отмечались структурно-текстурные особенности последних, положение слоя в разрезе цикла осадконакопления, степень сохранности и условия захоронения органических остатков, наличие FeS<sub>2</sub>, реакция с HCl, цвет и другие признаки вмещающих пород, позволяющие судить об их фациальной принадлежности. Отбирались образцы для лабораторных исследований.

Описано и собрано несколько тысяч образцов, причем отбор их производили с таким расчетом, чтобы представить во всей полноте как различные морфологические типы, так и, что особенно важно, конкреции из углей и вмещающих угли пород различных фаций. Каждый образец получал строгую стратиграфическую привязку. Кроме образцов конкреций, отбирались многочисленные образцы вмещающих пород по различным схемам на различных расстояниях от конкреций в вертикальном и горизонтальном направлениях. Это делалось с целью изучения закономерностей распределения конкрециеобразующих и малых химических элементов в угленосных отложениях и их поведения в ходе диагенеза и конкрециеобразования. Подробнее методика отбора проб для этих исследований будет описана в соответствующих местах работы.

Отбор образцов и все наблюдения над конкрециями производились только *in situ*, а не в переотложенном состоянии. Конкреционные тела, вымытые из первичной породы (осадка), а затем отложенные в новом месте, являются по существу гальками или валунами и не могут называться конкрециями. Различать первичное и вторичное залегание конкреций нетрудно. Приведем некоторые признаки залегания конкреций на месте их образования: сохранность формы и отдельных деталей скульптуры на поверхности, отсутствие каких-либо следов механической обработки, иногда постепенный переход тела конкреции во вмещающую породу (особенно в горизонтальном направлении); согласное со слоистостью вмещающих пород залегание тел конкреций сгибанием последних слойками пород; продолжение слоистости вмещающей породы в тело кон-

креции (этот признак выражен не всегда достаточно четко); полное сходство гранулометрии обломочного материала конкреций и вмещающей породы; наличие органических остатков, переходящих из вмещающей породы в конкреции, и их тождество.

Конкреции во вторичном залегании обычно приурочены к нижним частям толщ песчаников и в целом хорошо выделяются более темным цветом на фоне светлых песчаников. К признакам аллохтонного залегания конкреций относятся: конгломератовидный облик породы, следы механической обработки конкреций, совместное нахождение цельных экземпляров и обломков конкреций разного цвета и состава, соседство галек известняка и некарбонатных пород, резкий контакт тела конкреций по всему периметру с вмещающей породой и т. п. (рис. 1). Некоторые из критериев, позволяющих отличать переотложенные конкреции, были отмечены еще К. А. Барановым (1949).

Ряд вопросов, связанных с методикой геологических наблюдений над конкрециями, изложен в работах А. В. Македонова (1948, 1954, 1957б), З. В. Тимофеевой (1957), П. В. Зарицкого (1956, 1956а, 1959), А. В. Хабакова (1954), У. Х. Твенхофела (1936) и др.

Нумерация образцов производилась с учетом положения их в разрезе и на площади. Например, 15/8а, 5/ЮК. Первая цифра обозначает порядковый номер образца в данном разрезе (снизу вверх), вторая — номер (8а) или сокращенное название шахты (ЮК — Юный коммунар); УКБ-22, УК-17 или У-57 — это образцы, взятые по керну большого диаметра, поднятому при проходке шахтных стволов бурением с помощью установки УКБ-3, 6М на поле шахты 4-21 треста «Петровскуголь».

### 3. УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ. РАСПРОСТРАНЕНИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНКРЕЦИЙ

#### Конкреции в угле

Карбонатные конкреции. Карбонатные стяжения в угле, т. н. угольные почки, были обнаружены ранее лишь в западных районах открытого Донбасса в пластах угля  $h_4^2$ ,  $l_2$ ,  $l_3$ ,  $l_6$ ,  $m_3$ ,  $m_5$  (Залесский, 1914),  $h_4$ ,  $h_6$ ,  $h_{11}$  (Логвиненко, 1953),  $k_8$ ,  $l_2$ ,  $l_4$ ,  $l_6$ ,  $l_8$  (Мефферт, Крым, 1926),  $k_8$  (Попов, 1937)  $l_3$  (Геолого-химическая карта, 1941). В течение 1953—1967 гг. нам удалось установить их развитие и на крайнем западе бассейна (Красноармейский район, угольные пласты  $k_8$ ,  $l_8^1$ ,  $m_1^1$ ,  $m_4^2$ ), на северо-западе (Лисичанский и Алмазно-Марьевский районы:  $k_8^b$ ,  $l_2$ ,  $l_3$ ,  $l_4$ ,  $l_6$ ), юго-западе (Донецко-Макеевский район:  $h_5^1$ ,

$l_3$ ,  $l_4$ ,  $m_3$ ), в средней части (Центральный, Чистяково-Снежнянский и Должанско-Ровенецкий районы:  $g_2$ ,  $h_3$ ,  $h_6$ ,  $h$ ,  $k_1$ ,  $k_4^3$ ,  $l_3$ ), на северо-востоке (Краснодонский и Белокалитвенский районы:  $k_2^B$ ,  $k_1^{1B}$ ) и юго-востоке бассейна (Гуково-Зверевский и Шахтинско-Несветаевский районы:  $k_2^{cp}$ ,  $k_2^1$ ,  $l_6$ ).

Морфологически угольные почки отличаются большим разнообразием. Если для Вестфальского и других бассейнов Западной Европы (в особенности Англии) обычно характерны шаровидные формы, то в донецких углях наряду с ними развиты и неправильные, удлиненные и уплощенные конкреции (Зарицкий, 1959). По свидетельству С. Г. Мамея и Е. Л. Иохелсона (Mamaty, Yochelson, 1962), шаровидные конкреции редки и в американских углях.

Встречаются угольные почки как в чистом каменном угле, так и в пачках его, загрязненных глинисто-алевритовым материалом. Залегают они полностью в самом угле, окружены им со всех сторон, как правило, в верхней части угольного слоя. И даже когда крупные конкреции выступают из угля в кровлю, они отделены от пород последней хотя бы тонкими прослоечками угля.

Обычно конкреции обособлены друг от друга и не располагаются в определенном порядке, хотя иногда среди уплощенных разновидностей наблюдается приуроченность к определенным горизонтам заключающей их почки угля. Срастаясь посредством суживающихся перемычек, соседние почки могут образовывать скопление неправильной формы, но чаще всего находящиеся рядом конкреции разделены угольной пленкой различной толщины. Удлинение конкреций совпадает с напластованием угля, причем хорошо заметно, что слойки угля огибают снизу и сверху тела конкреций, изгинаясь в соответствии с формой последних и характером их поверхности. Почти повсеместно наблюдаются следы трения между слойками угля и поверхностью угольных почек. Контакт почек и угля в большинстве случаев резкий, только изредка наблюдается постепенное обогащение вещества почки углистым материалом. Поверхность конкреций покрыта тонкой (0,5—3 мм) коркой угля (рис. 2,3). Бугорки, продолговатые ребра и другие неровности поверхности угольных почек сплошь и рядом отражают строение и морфологию тех обломков древесины, стигмариев, коры или других частей растений, которые подвергались минерализации. Размеры угольных почек колеблются в значительных пределах: мощность — от 0,5 до 25 см, длина — от 1 до 55—60 см. Среди округлых преобладают небольшие почки со средним диаметром 5—15 см. Уплощенная форма угольных почек отнюдь не является результатом вертикального сжатия. Этот морфологический тип хорошо иллюстрирует соответствие внешней формы вну-

треннему строению. Минерализованные растительные остатки залегают параллельно наслению угля. При наблюдении таких конкреций *in situ* хорошо заметно, что минерализованный растительный материал переходит по простирианию в слоистость угля. Макроскопически, а еще лучше под микроскопом, видно, что растительные остатки не искривлены и не сжаты по вертикали.

Окраска угольных почек в свежем изломе зависит в целом от степени углефикации органического вещества. Угольные почки западных и северных районов бурье и серовато-бурье, тогда как угольные почки районов развития антрацитовых углей — темно-серые и черные.

Среди конкреций из углей встречаются и такие, которые наряду с обычными для них растительными остатками содержат остатки животных — раковины. Попадаются даже карбонатные образования, включающие только фауну. По морфологии, условиям залегания и другим признакам эти «смешанные» и «фаунистические» угольные почки почти не отличаются от «нормальных» (согласно терминологии Mamaty, Yochelson, 1962). Иногда удается невооруженным глазом заметить в свежем изломе фаунистические остатки, рассеянные в массе угольной почки («гетерогенносмешанные»), или даже сегрегацию животных и растительных остатков в виде отдельных участков («гетерогенносмешанные», по Mamaty, Yochelson, 1962) с довольно резкими линиями раздела. Ниже мы подробнее остановимся на особенностях строения, состава и генезиса этих интересных образований. Здесь же ограничимся констатацией большого макроскопического сходства их с нормальными угольными почками. Видимо, это обстоятельство явилось одной из главных причин того, что, хотя угольные почки известны в Европе уже более 100 лет, фаунистические или смешанные угольные почки здесь до сих пор не были обнаружены. Американские исследователи обратили внимание на довольно значительное их распространение (Mamaty, Yochelson, 1953, 1962).

В 1953 г. нами впервые в Донецком бассейне найдены такие образования в пластах  $h_5^1$  и  $l_4$  (шахты 3—18 и № 1 им. Челюскинцев, трест «Петровскуголь»). Позже их удалось обнаружить во многих пластах в различных районах бассейна:  $g_2$ ,  $l_3$ ,  $l_4$ ,  $l_6$ ,  $m_3$  (Зарицкий, 1968),  $l_3$  (Снигиревская, 1964).

Встречаются также почки карбонатно-сульфидного состава с обогащением дисульфидами железа и увеличением крупности кристаллов (до 5 мм) к периферии. Иногда карбонатно-сульфидные конкреции покрыты на поверхности друзой кристаллов пирита кубического габитуса (рис. 4).

Для карбонатных угольных почек весьма характерна хорошая выдержанность их по простирианию пласта на значительные расстояния, измеряемые обычно десятками километров.

При этом морфологические особенности их, условия залегания и место в разрезе угольного пласта, как и особенности состава, практически не изменяются.

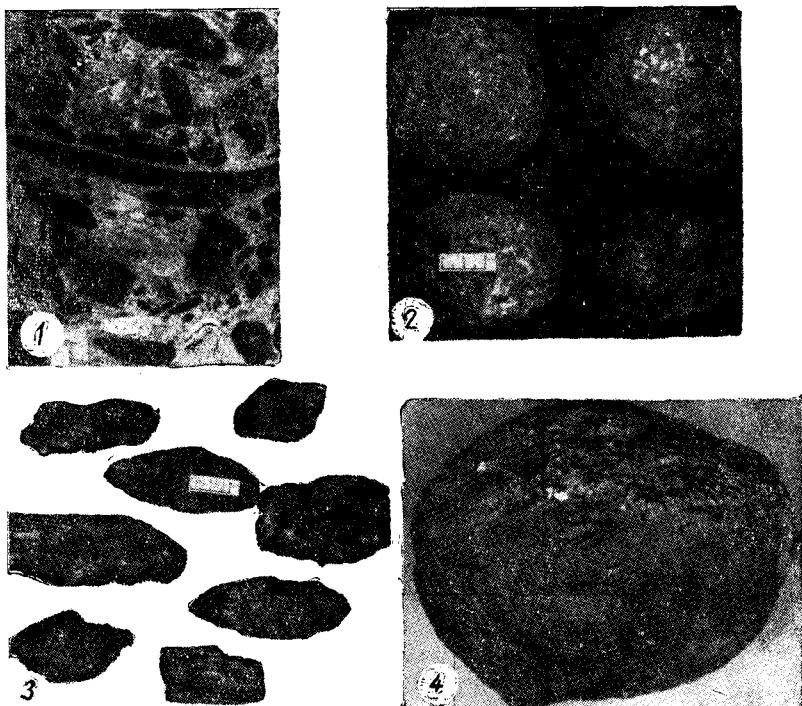


Рис. 1. Конгломерат из галек-конкремций. Уменьшено  $\frac{3}{5}$ . Рис. 2. Округлые и эллипсоидные угольные почки. Рис. 3. Уплощенные угольные почки. Рис. 4. Кристаллы пирита на поверхности карбонатно-сульфидных угольных почек. Уменьшено  $\frac{3}{5}$ .

О пластовом типе угольных почек следует сказать особо. В углях Кузнецкого бассейна (Колотухина, 1949; Яблоков, 1951; Чиркова, 1937) и ряда бассейнов Англии (Strahan, 1901; Stopes, Watson, 1909), Германии (Bäumler, 1870; Кикик, 1938), восточного Кентукки (Shopf, 1961) и других бассейнов США (Matay, Yochelson, 1962) встречены либо значительные локальные скопления обособленных карбонатных конкреций, либо наблюдалось почти полное замещение угольного слоя карбонатным материалом. В последнем случае мощность таких образований превышала мощность вмещающего их пласта угля. Раньше в углях Донецкого бассейна такие пластовые формы угольных почек никем не отмечались. Только в 1962 и 1963 гг.

нам удалось обнаружить их в ряде пластов угля в различных районах бассейна. Так, на шахтах 3, 14 и 5 Тошковка треста «Первомайскуголь» в угольном пласте  $k_8$  в последние годы были оставлены целики и списаны запасы в сотни тысяч тонн топлива. Участки массового развития угольных почек измеряются десятками и даже сотнями метров по простирианию. В плане конфигурация участков самая причудливая. Добыча угля прекращена из-за высокой зольности и невозможности применять угледобывающие механизмы. Кровлю пласта угля  $k_8$  образует известняк  $L_1$ .

Летом 1963 г. мы наблюдали замещение угля карбонатами в двух пластах —  $l_3$  и  $l_6$  на шахте 3—5 Сокологорка треста «Первомайскуголь». Кровлю углей образуют соответственно известняки  $L_4$  и  $L_7$ . В пределах шахтного поля по пласту  $l_3$  таких участков два. По одному замещение угля прослежено на 17 м по штреку, в другом месте пласт  $l_3$  был только вскрыт квершлагом, и размеры участка замещения не установлены. При обычной мощности пласта угля 0,7—0,8 м в месте замещения мощность его (точнее, карбонатных образований) достигает 1,2—1,4 м. В забое видно, что только самая нижняя часть пласта мощностью 0,05—0,10 м сохраняется, разделяя карбонатное тело и породы почвы.

В пределах шахтного поля в пласте  $l_6$  к 1963 г. обнаружены четыре участка замещения размерами в плане до  $80 \times 120$  м. Южнее, на шахте Анненская-Глубокая, также отмечено на протяжении 30 м массовое развитие угольных почек в верхней пачке угля  $l_3$ .

Подобные явления наблюдались нами в западных районах бассейна. На шахте 5—6 Димитрова угольный пласт  $k_8$  замещается угольными почками по всей южной лаве, в особенности в нижней ее части, где содержание карбонатов в угле составляет 40%. Протяженность зоны замещения по восстанию от откаточного штрека — 40 м, по простирианию — 30 м. Это явление послужило причиной оставления целика в лаве и списания значительных запасов угля.

Конкреции дисульфида железа. Наряду с дифузно-рассеянными выделениями  $FeS_2$  в донецких углях, которые в массе своей относятся к многосернистым, широко развиты конкреционные образования. Стяжения дисульфида железа в углях встречаются почти исключительно в виде уплощенных линзовидных и лепешковидных тел и конкреционных прослоев мощностью 0,1—5,0 (редко более) см при значительной иногда протяженности (от долей до десятков метров). Только в единичных случаях обнаружены более или менее изометричные желваки серного колчедана. Они отличаются повышенной чистотой материала и яснозернистым строением. Наблюдаются также неправильной формы псевдоморфозы по обломкам древесины.

Уплощенные конкреции залегают согласно со слоистостью угля и заключают в себе обугленные растительные остатки и прослоечки угля, ориентированные вдоль удлинения конкреций.

Конкреции дисульфида железа развиты во всем разрезе угольного пласта, хотя при наличии карбонатных конкреций, имеющихся преимущественно в верхней части пласта угля, сульфидные стяжения локализуются в нижней его части. При этом карбонатные угольные почки постепенно, по мере удаления от кровли пласта, обогащаются дисульфидом железа. Поверхность сульфидных желваков, как и угольных почек, покрыта коркой блестящего угля. Мелкие неправильной формы желвачки, содержащие много углистого материала, рассеяны в массе угля беспорядочно. Уплощенные стяжения располагаются обычно цепочками на различных расстояниях друг от друга. Микрозернистость сульфидов и обилие углистого вещества обусловливают зеленовато-серый землистый цвет излома. В отличие от тонкозернистой центральной части стяжений  $FeS_2$ , периферическая часть их во многих случаях слагается относительно более крупными зернами и агрегатами радиально-волокнистого строения.

Кремнистые конкреции. Кремнистые стяжения в углях представляют собой черную от обилия углистого материала, относительно легкую, но очень крепкую породу (осколки ее царапают стекло или стальной молоток), залегающую в виде линз и небольших прослоев преимущественно в верхней части угольного пласта. Мощность их редко превышает 5—7 см при длине от нескольких до десятков сантиметров и даже единиц метров, а иногда и более. Во время проходки вентиляционного ствола шахты 4—21 треста «Петровскуголь» с помощью установки кернового бурения УКБ-3,6 2М был перебурен угольный пласт  $i_2$ . Верхняя часть пласта угля оказалась сплошь окремнелой. Прослой кремнистого материала достигал мощности 0,12—0,15 м, местами 0,20 м, и захватывал все сечение керна диаметром более 3 м.

Хотя подобные стяжения встречаются реже, чем карбонатные, необходимо отметить достаточно хорошую выдержанность их по простирианию пластов угля. Наши наблюдения противоречат мнению, что эти образования «имеют очень малое распространение» «на весьма ограниченных площадях» (Геолого-химическая карта, 1941). Нами прослежены кремнистые конкреции в пласте угля  $i_7$  на большом расстоянии в юго-западной части бассейна, от шахты З Доброполье (трест «Красногорецуголь») до шахты 1—2 Селидовка и Селидовка-Южная (трест «Селидовуголь»), т. е. на протяжении почти 50 км; в пласте угля  $k_8$  от шахты З Доброполье до Кураховской группы шахт (шахты 40 и 42) и далее до шахты 2/7 Лидиевка треста «Рутченковуголь» Донецко-Макеевского района, или на расстоя-

нии около 80—90 км; в пласте  $i_6$  от шахты 1—2 Горская трест «Первомайскуголь» до шахты Анненская треста «Кадиевуголь» (примерно 30 км), в северо-западной части бассейна; в пласте  $k_5^1$  на шахтах им. Войкова и «Красный партизан» треста «Свердловскуголь». С. В. Потапенко (1952) наблюдал окремнение пластика угля  $k_5^1$  в Боково-Антрацитовском районе (на расстоянии более 50 км) и в других пластах.

Интересно отметить, что слойки угля огибают кремнистые стяжения так же, как и карбонатные угольные почки и конкреции дисульфида железа. В то же время слойки угля, проникающие в тело конкреции, увеличивают свою мощность, которая достигает максимума в области максимальной мощности самой конкреции (рис. 37).

Сведения об этих интересных образованиях в углях бассейна еще весьма ограничены. Кремнистые конкреции встречаются как в западных и северо-западных районах бассейна с каменными углами различных марок, так и в восточных и юго-восточных районах — с антрацитовыми углами. По нашим наблюдениям, они развиты в угольных пластах  $h_{11}$ ,  $i_1^1$ ,  $i_2$ ,  $k_1$ ,  $k_2$ ,  $k_2^B$ ,  $k_2^2$ ,  $k_1^3$ ,  $k_5^1$ ,  $k_6$ ,  $k_8$ ,  $l_1$ ,  $l_3$ ,  $l_4$ ,  $l_5$ ,  $l_6$ ,  $l_7$ ,  $m_3(m_3^B)$ . Наличие их отмечалось и другими авторами в пластах угля  $k_5^1$  (Потапенко, 1952),  $k_6$ ,  $k_8$ ,  $l_2^1$ ,  $l_6$  (Геолого-химическая карта Донбасса, 1941),  $l_3$  (Логвиненко, 1947).

### Конкреции из болотных отложений почвы и подпочвы угольных пластов

Почвой угольного пласта принято считать верхнюю часть субстрата, подвергнуся (в типичном случае) наибольшему воздействию корневых систем болотных растений. Залегающая ниже ее толща пород, испытавшая меньшее влияние корней, которые достигали ее лишь своими тонкими периферическими частями, называется подпочвой угольного пласта. Породы почвы обладают комковатой, или «кучерявой», текстурой, которая вниз постепенно исчезает.

В породах почвы часто встречаются минеральные включения в виде конкреций — желваков пальцевидной, ветвистой, комковатой и другой, в общем асимметричной, причудливой конфигурации с мелкобугорчатой и ямчатой поверхностью (рис. 5). В еще большей степени, чем для почвы, подобные желваки характерны для отложений подпочвы. Желваки, как правило, обособлены друг от друга, располагаются совершенно беспорядочно, с непостоянной частотой встречаемости. Поскольку породы почвы лишены ясно выраженной слоистости («кучерявчик»), приследить взаимоотношение желваков со слоистостью вмещаю-

шей породы не удается. Здесь наблюдается как бы дополнительное переминание породы желваками, усугубляющее и без того «кучерявый» ее вид (рис. 6). Размеры желваков колеблются в пределах от 0,5 до 10—15 см по большему измерению. Преобладают конкреции величиной 2—5 см.

Переход конкреций во вмещающие породы обычно резкий. Поверхность желваков, хотя и имеет многочисленные выступы и бугорки, довольно гладкая, зачастую со следами трения. Излом неровный, матовый, с иногда заметным невооруженным глазом зернистым строением тела конкреции. Цвет желваков в изломе темно-серый, на выветрелой поверхности — желтовато-бурый или красновато-бурый из-за пленки гидроокиси железа. Вмещающие породы, за некоторым исключением, окрашены в более светлые тона серого или темно-серого цвета. Форма желвака во многом зависит от формы растительного обрывка, который стал центром формирования конкреции. Об этом свидетельствуют находимые в большинстве стяжений обугленные остатки корешков, занимающие обычно центральную часть конкреций и протягивающиеся по их удлинению.

Стяжения дисульфида железа в виде конкреций неправильной формы, повторяющей морфологию корневых остатков, наблюдаются также в породах почвы. Здесь они встречаются наряду с карбонатными конкрециями, но имеют подчиненное значение. Кроме того, те или иные количества  $\text{FeS}_2$  входят в состав карбонатных конкреций почвы угольных пластов.

#### Конкреции отложений переходных и морских фаций

##### Карбонатные конкреции

Из приведенного выше описания отложений различных фаций яствует, что подавляющая масса конкреций развита в болотных, лагунно-заливных и морских алеврито-глинистых породах, тогда как для песчаных отложений конкреции менее характерны. Наблюдения в Донецком бассейне подтверждают мнение А. В. Македонова (1954 и др.) и Н. М. Страхова (1960) о преимущественном развитии конкреций в породах с текстурами волнистой и линзовидной наслоенности, частого переслаивания, хотя они обычны и в однородных тонкозернистых породах. В прибрежно-морских песчаниках (баровых) развиты относительно редкие, но крупные конкреционные образования (рис. 7). В песчаных отложениях встречаются также участки локальной цементации карбонатами, лишенные четких контуров или неправильной формы (рис. 8).

Толщи аргиллитов и мелких алевролитов, содержащие конкреции, имеют тонкую горизонтальную слоистость, плохо заметную подчас макроскопически. Послойное расположение поясков и линз конкреций подчеркивает слоистость, придает породе

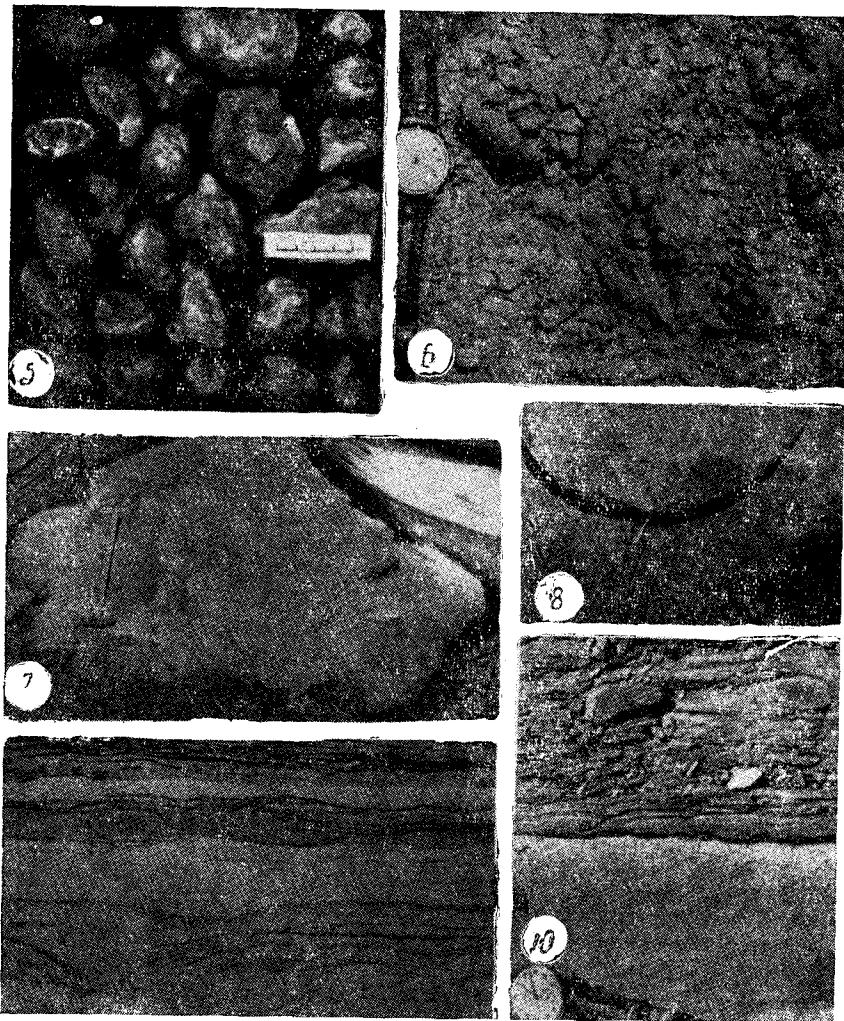


Рис. 5. Желваки из болотных отложений почвы и подпочвы угольных пластов. Рис. 6. Беспорядочное расположение желваков в болотных отложениях почвы угольных пластов. Рис. 7. Крупные конкреции из песчаников. Рис. 8. Конкреции неправильной формы в песчаниках. Рис. 9. Приуроченность карбонатных конкреций к прослою алевролита в песчанике. Уменьшение 7. Рис. 10. Приуроченность карбонатных конкреций к прослою алевролита в песчанике. Уменьшение 7.

полосчато-слоистый вид. Основная масса конкреций развита в глинистых отложениях и отложениях с ясным тонким переслаиванием по гранулометрическому составу. При этом в последних конкреции располагаются всегда внутри однородного в структурном отношении слоя, тяготея обычно к слою более тонкозернистому (рис. 9—11). Никогда не приходилось наблюдать, чтобы конкреция захватывала одновременно два соседних, даже маломощных слоя, различающихся по гранулометрическому составу. Однако крупные конкреции из песчаников могут захватывать несколько прослоев различного гранулометрического состава. Указанное положение справедливо не только для карбонатных конкреций из терригенных песчано-алевритоглинистых отложений, но и для карбонатных, сульфидных и кремнистых стяжений из углей, о чем говорилось выше, а также для кремнистых конкреций из известняков.

В лагунно-заливных и морских тонкозернистых отложениях конкреции мало различаются по условиям залегания и морфологически. Правда, лагунные отложения отличаются несколько большим разнообразием форм, чем морские. Поэтому приводимое нами описание наиболее развитых типов конкреций относится и к тем, и к другим отложениям.

Подавляющая масса карбонатных конкреций характеризуется варьирующейся серой (от светло-серой до темно-серой) окраской, обусловленной присутствием значительного количества органического вещества. Цвет вмещающей породы обычно более темный. Заметная разница в окраске породы и конкреций позволяет легко находить последние в обнажениях, в керне буровых скважин и в горных выработках. Непродолжительное выветривание (год-два) делает еще более заметной эту разницу. На сером или темно-сером фоне породы конкреции выделяются своим светло-бурым, темно-бурым или красновато-бурым цветом. К тому же тела конкреций более прочны, чем вмещающие их породы, и поэтому конкреции рельефно выступают в естественных обнажениях.

Среди наиболее распространенных карбонатных конкреций можно выделить ряд морфологических типов.

**Конкремационные прослои.** Конкремационные прослои представляют собой сильно уплощенные тела, у которых длина больше мощности в десятки и сотни раз. Они напоминают обычные седиментационные прослои, за которые их до недавнего времени нередко и принимали. Таким образом, в названии отражены конкремационная природа и слоеобразная форма этих тел (рис. 21). А. В. Македонов называет их слитными конкремационными прослойями, или плитообразными конкрециями.

Среди конкремационных прослоев намечаются два подтипа:

1) с ровными параллельными верхней и нижней поверхностями;

2) четковидные прослои с линзовидными вздутиями и пережимами, образующиеся в результате срастания «боками» лежащих рядом линзовидных или лепешковидных конкреций.

Переход конкремационных прослоев во вмещающие породы, как правило, постепенный, но иногда имеет место более или менее резкий контакт.

Мощность их измеряется долями сантиметров или несколькими сантиметрами (0,5—8 см) при длине от нескольких дециметров до десятков метров. Расстояния по нормали между прослойми варьируют от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Залегают конкремационные прослои строго согласно со слоистостью вмещающей породы, а в случае четковидных вздутий слойки вмещающей породы огибают их. Поверхность прослоев ровная, без заметных выступов и впадин. Фауна в них не обнаружена. Растительные остатки (в виде отпечатков) встречаются изредка, причем обычно в месте контакта конкреции с вмещающей породой. Они характеризуются однородным, иногда слабо выраженным зональным строением. Трешины сокращения, как правило, отсутствуют. Конкремационные прослои отмечены только в надугольной части цикла и приурочены к алевролитам, а также к толщам тонкого переслаивания по гранулометрическому составу. В вертикальном разрезе они появляются с погружением материала вмещающих пород, защищая частично или полностью другие формы конкреций. Но и в этом случае конкремационные прослои и другие формы конкреций обычно приурочены к более тонкозернистым прослойям породы.

**Линзовидные и лепешковидные конкреции.** Это наиболее распространенный морфологический тип. Линзовидными конкрециями следует называть в том случае, когда они постепенно выклиниваются в противоположных направлениях, лепешковидными — когда их боковые окончания тупые, закругленные (рис. 12, 13). Подчас выделение этих подтипов затрудняется асимметричностью тела конкреции относительно вертикальной и горизонтальной плоскостей. Размеры линзовидных и лепешковидных конкреций различны: по длиной оси от нескольких сантиметров до 80—85 см, иногда больше, мощность 0,5—15—20 см и больше (рис. 12), отношение мощности к длине — от 1 : 3 до 1 : 10 и более. Переход во вмещающие породы зачастую постепенный, но для данного типа конкреций все же больше, чем для конкремационных прослоев, характерен резкий контакт.

Уплощенные линзовидные конкреции («конкремационные линзы», или «мегаконкреции», по А. В. Македонову) в песчаных породах достигают подчас больших размеров: до 1,0—1,5 м мощности и до 2,0—3,0 м длины по наслаждению пород. Подобные стяжения можно наблюдать в обнажениях и в керне боль-

шого диаметра, поднятого при проходке шахтных стволов бурением (рис. 7, 8). В керне обычного диаметра такие конкреции выглядят, как участки песчаника с карбонатным цементом. Замечание У. А. Тарра и У. Х. Твенхофела (Твенхофел, 1936) относительно тяготения крупных конкреций к песчаным породам подтверждается нашими данными об угленосных отложениях Донецкого бассейна, наблюдениями А. В. Македонова (1954 и др.) по Печорскому бассейну и материалами других авторов.

Наиболее часто встречается поясковое (цепочками) расположение линзовидных и лепешковидных конкреций. В пределах цепочек они располагаются с различными интервалами (сантиметры — метры). То же можно сказать и о расстояниях по вертикали между отдельными поясками конкреций. В случае изобилия конкреций на поверхности обнажения они располагаются почти в шахматном порядке. Соседние индивиды в цепочке могут иметь иногда едва различимые по цвету пояски связи, представляя собой форму перехода к четковидным конкреционным прослойям.

Цепочки конкреций располагаются параллельно слоистости вмещающей породы, подчеркивая ее. При этом конкреция плавно огибается слойками породы, а слойки, приходящиеся на ее среднюю часть, «упираются» в тело ее, секут конкрецию. Сами конкреции обнаруживают иногда горизонтально-слоистое строение. Точнее, слоистость, проникая в конкрецию, сохраняет свой характер, но мощность отдельных слойков в теле конкреции увеличивается. Лепешковидные конкреции большей частью имеют концентрическое внутреннее строение.

Поверхность уплощенных конкреций обычно ровная и даже гладкая, но иногда бывает мелкобугорчатой, что связано с жизнедеятельностью илоедов (рис. 14). На изломе также очень хорошо видны светло-бурые или светло-серые хода илоедов на темно-сером фоне тела конкреции (рис. 14).

Среди описываемого типа конкреций широко распространены конкреции-септации, тело которых разбито системой трещин, преимущественно попечечных. При этом трещины сокращения, заполненные кристаллическими минералами, не доходят до поверхности конкреций, выклиниваются.

Необходимо отметить еще одну черту морфологии конкреций, на которую редко обращают внимание. Если наблюдаемое в разрезе, обычно вертикальное, сечение изометричных конкреций дает представление об их форме в целом, то этого нельзя сказать о формах уплощенных. К тому же сферические, эллипсоидальные и желваковые конкреции сравнительно легко выбиваются целиком из породы, что позволяет судить об их форме. Линзовидные и лепешковидные формы конкреций в плане могут иметь самые различные очертания: «гитара», «пе-

сочные часы», «отпечаток ступни», а также неправильные формы. Часто отмечают одномерный характер таких уплощенных форм (это в полной мере относится и к конкреционным прослойям), но правильнее говорить о них, как о формах, развитых примерно одинаково в двух измерениях (в плане) при третьем (мощность) измерении, относительно менее развитом.

Конкреции изометрической, но в общем неправильной формы располагаются беспорядочно, встречаясь в пределах толщи иногда наряду с другими морфологическими типами. Одной из широко распространенных форм являются «грибовидные» конкреции, развитые преимущественно среди лагунно-заливных отложений. Обычно ножка «гриба» направлена вверх и несет на своей боковой поверхности следы трения, что свидетельствует об усадке вмещающей породы. Если нижняя поверхность конкреции обтекается слойками породы, то «ножка гриба» явно сечет их. Развитые здесь же лепешковидные формы подчинены слоистости вмещающей породы. Кроме того, встречаются конкреции в виде усеченного конуса и даже столбчатые, цилиндрические. Боковая поверхность их также покрыта зеркалами скольжения. Такие неправильной формы конкреции часто заключают в себе раковины и ядра организмов. Эти остатки полностью окружены веществом конкреций или же частично выдаются наружу. Чаще всего внутри конкреций обнаруживаются пелециподы, реже — гастроподы, гониатиты, брахиоподы и др.

Широко развиты конкреции самой причудливой конфигурации — «пятнистые». Отличительной особенностью их является то, что они секут горизонтальную слоистость вмещающей породы, правда, обычно слабо выраженную. Более типичны такие конкреции для однородных по текстуре зеленоцветных алеврито-глинистых отложений. Наблюдения показывают, что они тесно связаны с описываемыми ниже конкрециями из трещин, причем имеют место их взаимные переходы. Размеры пятнистых конкреций колеблются в широких пределах, поверхность их резко неровная, бугристая. Они образуют сростки многих неправильной формы конкреций либо появляются в результате заполнения конкрециеобразующим карбонатным материалом серии взаимно пересекающихся трещин (перисто-жилковатые конкреции).

Шаровидные, эллипсоидальные, круглые конкреции. Такие весьма распространенные формы конкреций имеют ровную, иногда гладкую поверхность. Располагаются они обособленно, но, как и лепешковидные, послойно, образуя согласные с напластованием пород цепочки. В редких случаях две и даже три соседние круглые конкреции соединяются суживающейся перемычкой. Расстояния между конкрециями варьируют в значительных пределах: от нескольких сантимет-

ров до нескольких метров. Переход во вмещающие породы всегда резок, выбиваются они из породы легче, чем конкреции других типов. Округлые конкреции также иногда заключают в себе раковины и ядра брахиопод, гониатитов, гастропод, членики криноидей и др.

Внутреннее строение тел конкреций бывает однородным или, что чаще всего, концентрическим. В обоих случаях они часто имеют строение септарий с многочисленными выклинивающими к периферии трещинами сокращения, выполненными кристаллическими минералами. Мощность трещин колеблется от микроскопических размеров до 2,5—3 см и определяется в общем величиной конкреций-септарий (рис. 15—16). По характеру внутреннего строения среди септарий окружной формы мы различаем две разновидности:

- 1) септарии с однородным строением тела конкреции и беспорядочным расположением трещин сокращения (рис. 15);
- 2) септарии с ясным концентрическим строением тела конкреции и радиальными и концентрическими трещинами сокращения (рис. 16).

Первая разновидность имеет обычно крупные размеры, до 30—35 см в поперечнике. Форма их в общем более или менее изометрическая, но большей частью это овальные, слегка приплюснутые образования. Однако отношение наименьшего и наибольшего измерений не превышает 1,2—2,5.

Вторая разновидность характеризуется меньшими, чем первая, размерами, редко превышающими 15 см. Преобладают конкреции диаметром 6—12 см. Форма их шаровидная или эллипсоидальная. При этом они в той или иной мере сплюснуты, реже — вытянуты в направлении вертикальной оси. Особенности внутреннего строения септарий детально описаны (Зарицкий, 1959).

Поверхность шаровидных конкреций ровная, гладкая, а в формах с более выпуклой верхней поверхностью наблюдаются следы трения. У единичных экземпляров на верхней, а иногда и на нижней, поверхности развиты бороздки глубиной около 3—5 мм. Располагаются они беспорядочно, но в некоторых случаях образуют более или менее правильную систему полигональных участков, напоминающую панцирь черепахи (рис. 17). Изучение внутреннего строения таких конкреций показало, что бороздки связаны с радиальными трещинами сокращения, которые в этом случае не выклиниваются, а прорывают на цело периферический слой конкреций. Еще лучше это видно на выветрелом образце конкреций-септарий, где минеральное заполнение трещин сокращения образует систему пересекающихся перегородок-септ (рис. 18). Слойки вмещающей породы сверху и снизу огибают конкреции. Те же из слоев, которые приходятся на экваториальную зону конкреции, обрываются при встре-

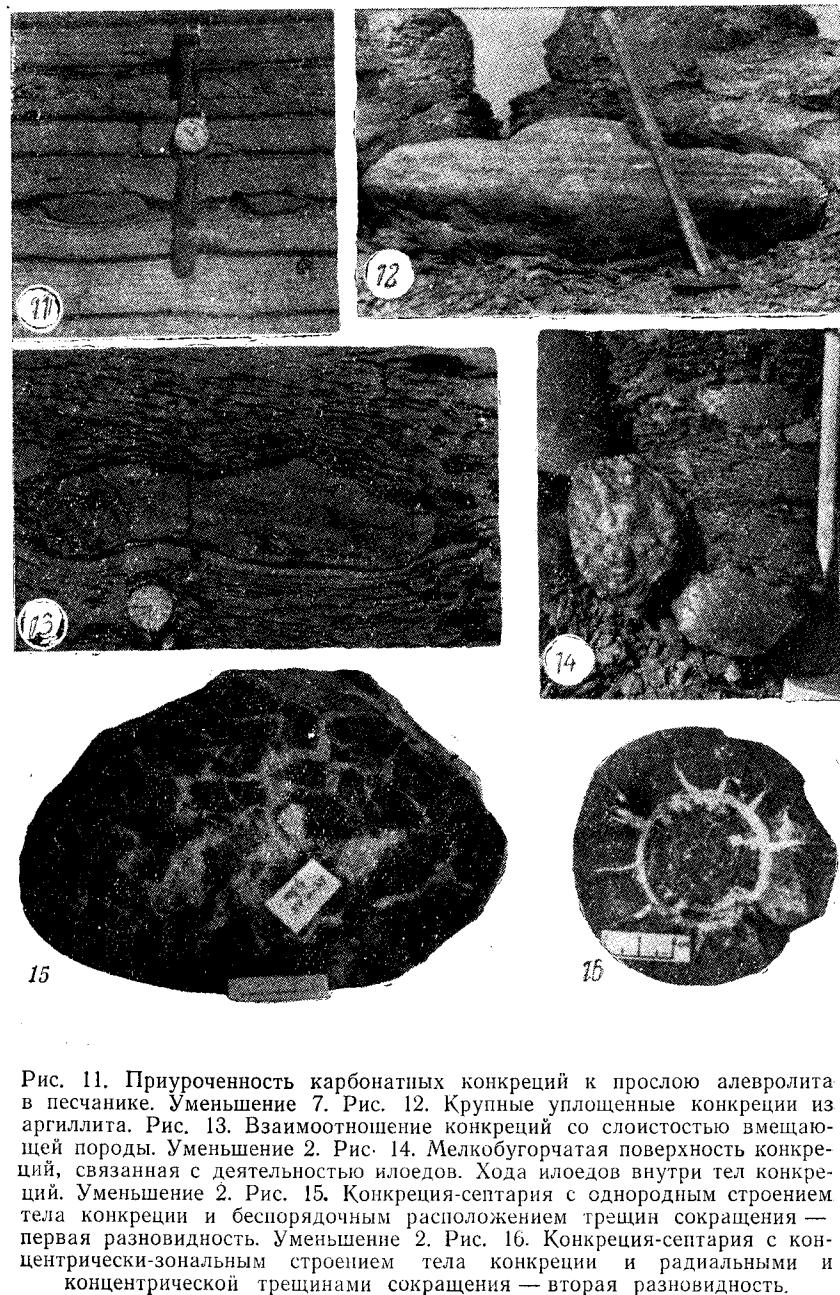


Рис. 11. Приуроченность карбонатных конкреций к прослою алевролита в песчанике. Уменьшение 7. Рис. 12. Крупные уплощенные конкреции из аргиллита. Рис. 13. Взаимоотношение конкреций со слоистостью вмещающей породы. Уменьшение 2. Рис. 14. Мелкобугорчатая поверхность конкреций, связанная с деятельностью илоедов. Хода илоедов внутри тел конкреций. Уменьшение 2. Рис. 15. Конкреция-септарий с однородным строением тела конкреции и беспорядочным расположением трещин сокращения — первая разновидность. Уменьшение 2. Рис. 16. Конкреция-септарий с концентрически-зональным строением тела конкреции и радиальными и концентрическими трещинами сокращения — вторая разновидность.

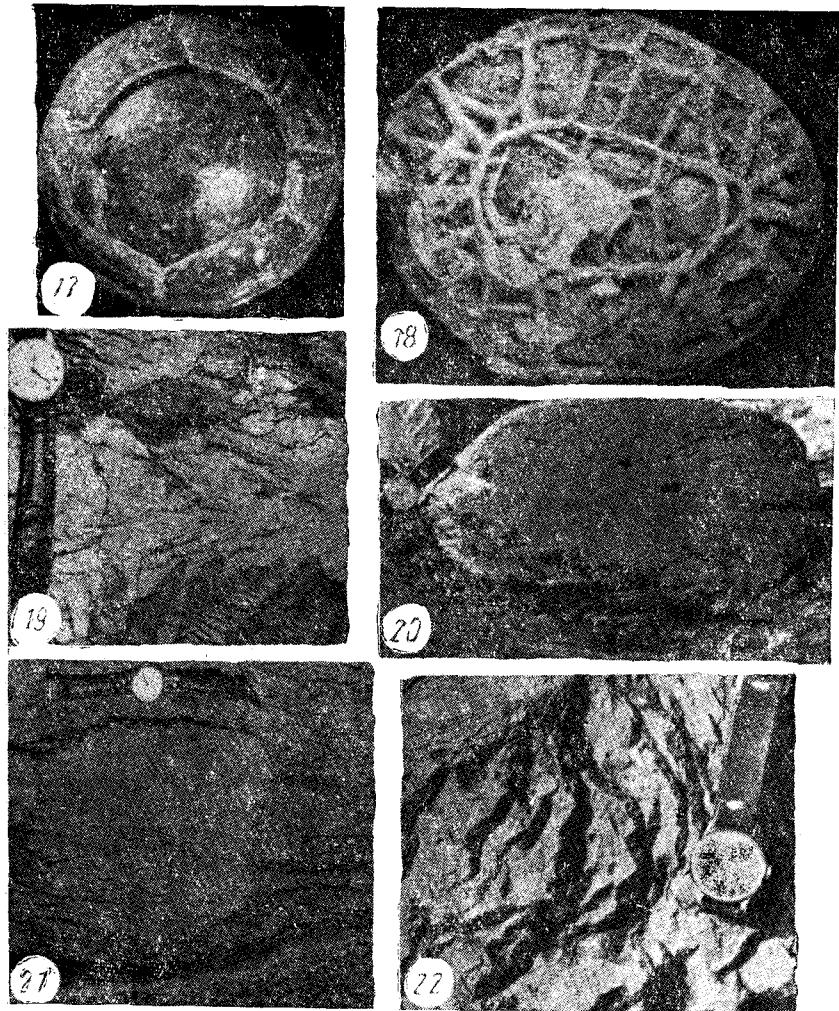


Рис. 17. Выход на поверхность контракционных трещин с образованием системы пересечений, напоминающей панцирь черепах. Уменьшение  $\frac{2}{3}$ . Рис. 18. Быстрые образцы конкреций-септари. Минеральное заполнение трещин сокращения образует систему пересекающихся перегородок — септ. Уменьшение  $\frac{2}{3}$ . Рис. 19. Железисто-карбонатные конкреции, заключенные в известковой конкреции с текстурой конус в конусе. Рис. 20. Взаимоотношение конкреции, имеющей текстуру конус в конусе, со слоистостью вмещающей породы. Рис. 21. Конкреция с текстурой конус в конусе огибается железисто-карбонатным конкреционным прослойем (темная полоса), на нижней поверхности которого сформировался известковый конкреционный прослой с фунтиковой текстурой (светлая полоса). Уменьшение 2. Рис. 22. Поверхность конкреции с текстурой конус в конусе. Видны «террасы» и конические углубления, отвечающие сложным конусам.

че с ней, точнее, проникают в тело конкреции, хотя это и не всегда заметно макроскопически. Но даже в слоистых конкрециях слоистость в центральных частях их тел выражена слабее, чем в периферических, особенно боковых частях. То же наблюдается и в округлых конкрециях из песчаных пород.

Реже конкреции (исключительно Са-карбонатные) характеризуются текстурой конус в конусе (Зарицкий, 1963 а). Подобная текстура присуща как округлым, так и лепешковидным конкрециям. Размеры их обычно значительны: до 1,5 м в длину и около 0,5 м мощности.

Интересно проследить пространственные соотношения между Са-карбонатными конкрециями с фунтиковой текстурой и развитыми в этом же слое породы Fe-карбонатными конкрециями. Небольшие лепешковидные и круглые Fe-карбонатные конкреции, которыми изобилует слой аргиллита, заключены также внутри крупных известковых стяжений с текстурой конус в конусе (рис. 19, 20). Важно подчеркнуть при этом, что как Fe-карбонатные, так и известковая конкреция плавногибаются слоями вмещающей породы (рис. 21). Поверхность конкреций с фунтиковой текстурой обычно неровная, бугристая (рис. 22), но иногда довольно ровная, хотя и имеющая конические углубления, которые соответствуют сложным конусам.

Конкреции из трещин в породах. Эти конкреции выделены в особый тип не столько на основании морфологических особенностей, сколько из-за своеобразия условий их залегания (Зарицкий, 1963 в). В отличие от ранее рассмотренных типов, они залегают резко несогласно со слабо выраженной слоистостью вмещающих их зеленовато-серых алевритовых аргиллитов. Серии таких уплощенных или имеющих несколько неправильную форму и различные размеры конкреций приурочены к трещинам, секущим слои породы в направлении, близком к вертикальному. На отдельных участках трещины принимают наклонное или даже горизонтальное по отношению к слоистости породы положение, иногда разветвляются. Непродолжительное выветривание (около двух лет) отпрепарировало трещины, и они хорошо видны на боковой стенке керна большого диаметра. К тому же их направление и положение подчеркивается развитыми в них многочисленными конкрециями. Мощность таких уплощенных конкреций либо целиком соответствует мощности трещин, либо незначительно превышает ее (рис. 23, 24), но в некоторых случаях конкреции захватывают боковую породу, образуя раздувы и принимая неправильную форму. Таким образом, осевая часть их не всегда совпадает с плоскостью трещин. На крупных экземплярах все же отчетливо видно, что сверху и снизу онигибаются слоями аргиллита. Мощность слоя с трещинами — около 1,5 м. Кверху трещиноватость постепенно исчезает, намечается заметное даже про-

стым глазом погребение материала и более четкая горизонтальная слоистость. Здесь же развиты единичные крупные уплощенные конкреции, залегающие согласно со слоистостью.

О распространности подобных конкреций в угленосных отложениях Донбасса пока еще судить трудно. Однако можно предполагать, что они представляют собой далеко не редкое явление. Наблюдения, проведенные на керне большого диаметра в других районах, полностью подтверждают это предположение. Трещинные конкреции (вплоть до перисто-жилковатых) имеют весьма широкое распространение в отложениях нижней части свиты  $C_2^5$ , и особенно в породах свиты  $C_2^4$ . Конкреции такого типа выявлены нами также среди образцов, отобранных Г. А. Ивановым в северных районах Донбасса. Следует отметить тесную связь трещинных конкреций и кластических даек, которую необходимо учитывать, определяя время образования этих конкреций. Иногда в крупных конкрециях имеются редкие трещины сокращения, заполненные минеральными новообразованиями. Среди таких образцов обнаружены типично трещинные конкреции, сложенные, однако, карбонатом кальция. Как и большинство стяжений иного состава, в указанном районе они характеризуются светло-бурым цветом и невысокой крепостью.

### *Конкреции дисульфида железа*

Описанные выше морфологические типы характерны для карбонатных конкреций. Наряду с ними в породах надугольной части цикла осадконакопления широки распространены дисульфиды железа. Обычно последние являются фосселизирующими минералами, развивающимися по органическим остаткам — раковинам, растительным обрывкам. Кроме того, встречаются самостоятельные выделения серного колчедана — отдельные рассеянные зерна или агрегаты зерен или же конкреции, чаще неправильной формы. Размеры конкреций невелики, обычно 1—10 см. Состоят они из агрегата мельчайших зерен, величина которых иногда возрастает к периферии. Часто периферическая зона конкреций имеет радиально-волокнистое строение.

Дисульфиды железа также принимают участие в сложении карбонатных конкреций, локализуясь, как правило, в их центральных частях. Пятнистые выделения дисульфидов железа могут быть разбросаны в теле конкреции без заметной приуроченности к определенным ее частям.

### *Кремнистые конкреции в известняках*

Кремнистые стяжения в известняках в толще угленосных отложений развиты далеко не повсеместно. По имеющимся к настоящему времени данным, в районах открытого Донбасса

они появляются в нормальном разрезе карбона только с известняка  $K_3$  (свита  $C_2^5$ ) и в более высоких стратиграфически известняковых горизонтах ( $M_1$ ;  $M_4^1$ ;  $M_5$ ;  $N_1$ ;  $O_1$  и некоторые другие). Что касается районов северного продолжения Донбасса (Миллеровский район, в частности), то, по данным Г. А. Иванова, кремни обнаружены также в известняке  $H_1$  (свита  $C_2^3$ ). Хорошо известно широкое развитие кремней в карбонатной толще нижнего карбона юго-западной окраины Донбасса (Решетняк, 1955 и др.).

Для отдельных известняковых горизонтов наличие кремней является характерным признаком. Так, кремнистые конкреции распространены почти по всему району развития известняка  $O_1$ . Черные кремни типичны и для известняка  $N_1$  на значительной территории (от Лисичанского района до Центрального).

Насыщенность известняков кремнистыми конкрециями колеблется в довольно широких пределах. Максимальный коэффициент конкрециеносности замерен нами в Алмазно-Марьевском районе в известняке  $N_1$  — 2,6 %. Размеры конкреций редко превышают 15—20 см. Форма их типична для кремней — желваковая, неправильная, причудливая, но в общем более или менее изометрическая (рис. 25). Окраска варьирует от светло- до темно-серой, она соответствует окраске вмещающего их известняка, но всегда бывает темнее. Наблюдения в керне (отчасти в обнажениях) позволяют заключить, что кремнистые стяжения неравномерно распространены в слое известняка и обычно группируются в какой-то его части. Интересно отметить, что уплощенные желваки располагаются в основном параллельно напластованию пород. Иногда кремни разбиты трещинами сокращения, заполненными чаще всего белым кристаллическим кальцитом (рис. 26). Трещины расширяются к поверхности стяжений, и устьевые части их бывают заполнены материалом вмещающей породы — известняка (рис. 26).

### *О причинах, определяющих форму конкреций*

Приведенные выше наблюдения позволяют прийти к выводу о существовании связи между структурно-текстурными особенностями пород и формой роста находящихся в них конкреций. Для пород неслоистых или скрытогоризонтально-слоистых с однородным сложением характерны округло-уплощенные формы, вплоть до шаровидных и эллипсоидальных. При наличии в породе отчетливой слоистости, обусловленной чередованием различных по гранулометрическому составу слоев, наиболее типичной формой конкреционных образований являются конкреционные прослои и близко стоящие к ним линзовидные конкреции. Названные морфологические типы часто сменяют друг

друга в разрезе и в горизонтальном направлении, в соответствии с изменением структурно-текстурных особенностей пород. В свою очередь, послойным цепочковидным или четковидным расположением конкреций подчеркивается направленность наслонения.

Некоторые авторы (Приходько, 1963, и др.) склонны связывать уплощенную форму конкреций не только со слоистостью осадка, но и с действием гравитационного фактора — с последующим вертикальным сжатием конкреционных тел. По нашим представлениям, которые вытекают из анализа особенностей диагенетического перераспределения вещества, уплощенная форма конкреционных образований является результатом роста тел конкреций преимущественно в горизонтальном направлении. Вертикальное сжатие не могло привести к образованию конкреционных прослоев, поскольку достоверных признаков уплотнения конкреций не наблюдается. Лучшая сохранность органических остатков в конкрециях, чем во вмещающих их породах, причем сохранность без объемной деформации, также противоречит мнению о вертикальном сжатии как о причине уплощенной формы конкреций. Особенно наглядно это видно на примере уплощенных карбонатных угольных почек.

Связь формы конкреций с физико-механическими особенностями вмещающей породы установлена и для последнего типа — конкреций из трещин. Как правило, они имеют уплощенную форму. Степень уплощения зависит от того, на какую глубину при росте конкреции захватывался осадок в стенках трещин. Иногда мощность таких конкреций практически не превышает мощности заключающих их трещин в породах. В этом случае она определяется шириной раскрытия трещины, и влияние гравитационного фактора исключается.

Таким образом, структурно-текстурные особенности пород являются главной причиной, от которой зависит морфология большинства конкреционных образований. Но это не единственная причина. Часто, как мы видели, форма конкреций определяется целиком или частично формой органического остатка, вокруг которого происходил ее рост (это особенно характерно для желваков почвы). В других случаях конкреция образовалась в результате минерализации органических остатков или скоплений их, ходов илоедов, бактериальных колоний и т. д. (угольные почки различного состава, стяжения FeS<sub>2</sub> из вмещающих уголь пород и из угля). Занимая обычно вертикальное или близкое к нему положение в осадке, корневые остатки были не только очагами восстановительной обстановки в осадке, но и путями для продвижения газов и миграции растворенных веществ. Однако исходная форма органического остатка в ходе роста конкреции обычно полностью не сохраняется. Следует отметить также, что Fe-карбонатные конкреции, развитые в от-

ложениях болотных и различных бассейновых фаций, отличаются поэтому большим морфологическим разнообразием (от желваков до конкреционных прослоев), чем конкреции существенно Са-карбонатные, приуроченные в основном к собственно-морским алеврито-глинистым отложениям. Существенно Са-карбонатные конкреции из песчаных пород по форме также весьма однообразны. Таким образом, на форме конкреции оказывается и состав конкрецеобразователя.

Среди исследователей издавна существует единодушное мнение о том, что форма карбонатных конкреций тесно связана со структурно-текстурными особенностями вмещающих их пород (Венюков, 1881; Македонов, 1954, 1956; Зарницкий, 1956, 1956а, 1959; Тимофеева, 1957, 1959; Бродская, 1959; Виталь, 1959; Страхов, 1960; Ботвинкина, 1962 и др.).

Имеются попытки установить связь форм роста конкреций с фацией: в морских отложениях — желваки, в пресноводных — прослои (Weber, Williams, Keith, 1964). Нам представляется, что при этом необходимо также увязывать различие форм конкреций с различием структур и текстур осадков морских и континентальных фаций.

По форме, условиям залегания, взаимоотношению со слоистостью вмещающей породы, внутреннему строению и другим отмеченным выше особенностям конкреции угленосных отложений подразделяются на три группы:

Первую группу составляют конкреции, развитые в отложениях морских и переходных от континентальных к морским фаций, представленных аргиллитами или алевролитами, однородными или тонкогоризонтально-слоистыми, с органическими остатками или без них, и в меньшей мере — песчаниками, известняками. При всем морфологическом разнообразии конкреций этой группы общим для них является уплощенная и симметричная форма, согласное с напластованием вмещающих пород залегание, закономерное цепочковидное послойное расположение, характерное внутреннее строение (концентрическое, или скрытоконцентрическое, часто в виде септарий) и другие признаки.

Их отличает приуроченность к определенным прослоям, многократно чередующимся с участками вмещающей породы, лишенными конкреций, в результате чего создается определенная ритмичность распределения конкреций в пределах заключающего их слоя, толщи. Мощность интервалов между конкрециями варьирует в широких пределах. Такое расположение является специфической особенностью почти всех морфологических типов конкреций первой группы. Исключение составляют весьма редкие конкреции из трещин в породах, которые развиты только в бассейновых отложениях переходной и морской групп фаций и поэтому несомненно должны быть отнесены к

первой группы. Органические остатки в виде раковин и ядер выполнения морских и солоноватоводных организмов встречаются только в конкрециях первой группы.

Вторую группу образуют конкреции из угольных пластов: карбонатные угольные почки, сульфидные и кремнистые стяжения. К наиболее существенным признакам их относятся наблюдаемые даже макроскопически инкрустированные растительные остатки (особенно характерные для карбонатных угольных почек) и относительная чистота вещества конкреций.

К третьей группе относятся желваки пород почвы и подпочвы угольных пластов с «кучерявой» и «перепутанной» текстурой. Они характеризуются небольшими размерами (1—10 см), неправильной, резко асимметричной формой (комковатые, пальцевидные, ветвистые и др.), однородным (реже концентрическим) внутренним строением, наличием в центральных частях корневых остатков и беспорядочным расположением, нарушающим первичную текстуру вмещающей их породы.

## ГЛАВА III

### ХИМИКО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДИАГЕНЕТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Если процессы диагенетического минералообразования современных осадков изучаются в динамике (как по аутигенным минеральным образованиям, так и по особенностям химизма иловых вод и физико-химических условий), то для ископаемых отложений такое изучение может основываться только на анализе конечных продуктов и структурных соотношений между аутигенными минералами, аутигенными и обломочными минералами и т. п. При этом дополнительные трудности создает наложение процессов последиагенетического изменения осадочных пород. Отмечая это, Н. М. Страхов (1960, стр. 449) писал: «Огромное преимущество современных осадков, в которых все превращения находятся еще *in statu nascendi*, заключается именно в том, что они демонстрируют течение диагенетических превращений веществ во всей их сложности и полноте, и тем самым позволяют с полной убедительностью реконструировать историю аутигенных (диагенетических) минералов».

Как показали специальные исследования (Логвиненко, 1957, 1959, 1968), в пределах Большого Донбасса наблюдаются постепенные переходы от пород неизмененных или слабо измененных — зона нормального или начального эпигенеза или раннего катагенеза (область развития длиннопламенных и газовых углей) — через умеренно измененные породы — зона прогрессивного эпигенеза или позднего катагенеза (районы развития спекающихся углей) — к сильно измененным породам — зона начального метаморфизма или раннего метагенеза (районы развития тощих и антрацитовых углей) — и очень сильно измененным породам — зона начального метаморфизма или позднего метагенеза (юго-восточный сектор Большого Донбасса). В каждой последующей зоне все труднее выделить диагенетические минералы и исключить влияние последиагенетического минералообразования. Особенности перераспределения вещества и минералообразования в стадии диагенеза отчетливо проявляют-

ся в наименее измененных породах западных и северо-западных районов Донецкого бассейна. Поэтому наши основные наблюдения и всестороннее изучение каменного материала относятся именно к этим районам. Материалы по центральным и юго-восточным районам бассейна привлекались для выяснения влияния процессов катагенеза и метагенеза на химико-минеральный состав и структурно-текстурные особенности ранне- и позднедиагенетических минералов. Закономерности диагенетического минералообразования, установленные для западных районов Донбасса, распространяются и на его юго-восточные районы, поскольку здесь сохраняется тот же характер угленосной формации. Эти закономерности с известными коррективами можно отнести и к другим угленосным паралическим толщам, если они соответствуют одному типу угленосной формации.

Диагенетические минеральные образования в угленосных отложениях развиты как в виде диффузно-рассеянных микроскопических выделений в углях и вмещающих их породах (отдельные кристаллы, зерна и агрегаты в цементе пород, заполнение микроскопических трещин и полостей, псевдоморфозы по мелким органическим остаткам и дегриту и т. п.), так и в виде макроскопически наблюдавших скоплений (конкремции различных размеров и формы, заполнение трещин сокращения конкремций-септариев и т. п.). Многолетние исследования ряда авторов показали большое сходство химико-минерального состава обеих групп образований (Бродская, 1959; Зарницкий, 1956а, 1956г, 1957, 1959, 1966 г.; Македонов, 1954, 1957; Страхов, 1960; Тимофеева, 1956, 1959; Фролов, 1958 и др.). С учетом этого в данной работе главное внимание удалено скоплениям диагенетических минералов в виде различного рода стяжений, псевдоморфоз по органическим остаткам и минеральных новообразований в них. Такой выбор объекта исследования продиктован рядом соображений. Назовем основные из них.

1. Конкремионные образования являются важным свидетельством и результатом процессов диагенетического минералообразования в углях и вмещающих их породах. Они широко развиты, обладают достаточно большими размерами, по сравнению с диффузно рассеянными в породах выделениями диагенетических минералов, что позволяет использовать при их изучении комплекс современных методов исследования и проводить полевые наблюдения.

2. Как показало изучение, раннедиагенетические конкремионные образования в позднем диагенезе и в последиагенетический период не изменяют своего химико-минерального состава, чего нельзя сказать о диагенетических минералах цемента угленосных отложений.

3. Процессы позднедиагенетического минералообразования практически можно исследовать только путем изучения конкре-

ций-септариев с их минеральными новообразованиями по трещинам сокращения, а также карбонатных конкреций с текстурой конус в конусе и кремнистых стяжений в углях. Структурные (возрастные) соотношения ранне- и позднедиагенетических минералов в породах далеко не всегда удается четко установить, а следовательно, и отличить одни образования от других. Зато минеральные новообразования по контракцииным трещинам конкреций в силу специфических условий залегания и доступности являются удобным объектом изучения.

4. Чрезвычайно широкий круг вопросов, связанных с особенностями химизма ранне- и позднедиагенетических минералов, закономерностями и пределами изоморфизма в природных диагенетических карбонатах, количественной оценкой перераспределения вещества в диагенезе, геохимической подвижностью конкрециообразующих и малых элементов в раннем и позднем диагенезе и пр., может быть решен только на основе исследования различных по химико-минеральному составу конкреций и минеральных новообразований в них, а также сравнительного изучения этих аутигенных образований и вмещающих их пород.

5. Тщательного и всестороннего изучения заслуживают состав и вещественная связь конкреций с вмещающими породами, а также их распространение, условия залегания, морфологические и структурно-текстурные особенности и другие признаки, стабильность и изменчивость этих признаков во времени и пространстве. Такое изучение способствует решению многих вопросов угольной геологии и литологии в целом.

## 1. ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В УГЛЯХ

При изучении углей в шлифах и аншлифах углепетрографы отмечали наличие в них различного рода минеральных включений, диффузно рассеянных в массе органического вещества (Алексеев, 1959; Блудоров, 1964; Боголюбова, 1949; Жемчужников, Гинзбург, 1960; Жемчужников, Яблоков и др., 1959; Тиссен, 1951; Чудовская, Исколь, 1936; Ярош, 1941 и многие другие). Малые размеры рассеянных выделений аутигенных минералов часто затрудняют их диагностику и тем самым — решение других, связанных с их происхождением вопросов. На явно недостаточную изученность в наших углях «образований конкремионного происхождения» указывал Ю. А. Жемчужников (1948).

### Карбонатные угольные почки

#### Химико-минеральный состав

Среди конкреций в углях наиболее развиты карбонатные. Представление о химическом составе угольных почек западных районов бассейна дает табл. 1.

Таблица 1  
Химический состав угольных почек западных районов  
Донецкого бассейна (в %)

Химическое соединение	$l_4$	$h_5^1$	$m_3$	$l_4$	$l_4$
	56/5-бис	3/3-18	1/12-бис	6/№ 1	5а/5-бис
CaO	30,41	3,07	49,53	44,16	49,95
MgO	12,97	—	0,47	0,61	0,65
FeO	4,09	52,72	0,73	3,38	0,72
MnO	0,96	—	0,64	1,01	0,43
$R_2O_3$	0,15	0,87	0,04	0,14	0,02
$Fe_2O_3$	0,21	0,43	0,11	0,23	0,39
$SiO_2$	0,17	0,03	0,06	0,05	0,12
S общ	2,32	—	0,12	0,70	0,50
$FeS_2$	4,36	—	0,22	1,31	0,94
C орг.	—	2,05	1,11	—	—
$CO_2$ карб.	42,20	36,40	43,90	44,86	43,98
$P_2O_5$	0,032	0,459	следы	0,082	0,036
Гигроскопическая влажность	0,286	0,133	0,106	0,116	0,123
Нерастворимый остаток	6,48	5,20	2,05	4,14	2,66
Сумма	97,96	99,31	97,64	98,78	99,08
Удельный вес	2,81	3,32	2,68	2,73	2,69

Химический состав карбонатных угольных почек из юго-восточной части бассейна (пласт угля  $k_2^{cp}$ , шахты 5, 3—35 и им. Ленина, тр. «Несветайантрацит») приведен в табл. 2.

Таблица 2  
Химический состав угольных почек юго-восточных районов Донецкого бассейна (в %)

Химическое соединение	# образца		
	51	40	48
CaO	26,60	26,09	9,23
MgO	10,13	10,90	3,15
FeO	9,33	7,71	4,21
MnO	2,22	1,40	1,08
$Fe_2O_3$	0,89	0,23	0,31
$Al_2O_3$	0,29	0,47	0,21
$P_2O_5$	0,28	0,41	0,10
$CO_2$	39,65	37,85	12,58
$H_2O$ гигр.	0,19	0,20	0,88
Нерастворимый остаток	6,58	10,77	67,64
Сумма	95,97	95,83	98,51

По химическому составу донецкие угольные почки в общем близки к конкрециям других угольных бассейнов, отечественных и зарубежных, данные о которых приведены в ряде работ (Stopes, Watson, 1909; Залесский, 1914; Колотухина, 1959; Яблоков, 1951; Leclercq, 1925, 1952; Schopf, 1961; Mamay, Yochelson, 1962 и др.).

Если произвести пересчет окислов Ca, Mg, Fe, Mn в карбонатную форму, то окажется, что на долю карбонатов приходится от 86,9 до 92,2% всей массы конкреций. Нерастворимый остаток составляет 2—10%. Анализ донецких угольных почек показал, что ведущая роль среди карбонатных составляющих принадлежит либо  $CaCO_3$ , либо  $FeCO_3$ .  $MgCO_3$  обычно находится в подчиненном количестве. В еще большей мере это относится к Mn, который также не образует самостоятельного минерала, а входит в качестве изоморфной примеси в состав других карбонатных минералов. По содержанию  $MgCO_3$  донецкие угольные почки мало отличаются от западноевропейских, американских и конкреций Кузнецкого бассейна. Только в отдельных случаях содержание  $MgCO_3$  (и одновременно  $FeCO_3$ ) достигает значений, характерных для анкерита (рис. 27, обр. 5/5-бис).

В районах развития антрацитовых углей были описаны кроме поликомпонентных конкреций и обычные известковые угольные почки, например, в пласте угля  $l_3$  на шахтах № 2 Кантарной и 4/9, треста «Шахтерскантрацит», в пласте  $l_6$  на шахтах № 8 и № 25 Гуковских (из сборов Н. Е. Бунаковой, ВСЕГЕИ), а также в других местах. Кальцитовый состав установлен и для конкреций из бурого угля (с неустановленным индексом) из отложений араукаритовой ( $C_3^3$ ) свиты Краснооскольского купола (содержание  $CaCO_3$  — 95,8—97,5;  $MgCO_3$  — 2,5—4,2%). Во всех наблюдаемых нами случаях замещения угольных пластов карбонат представлен кальцитом с обычными оптическими свойствами.

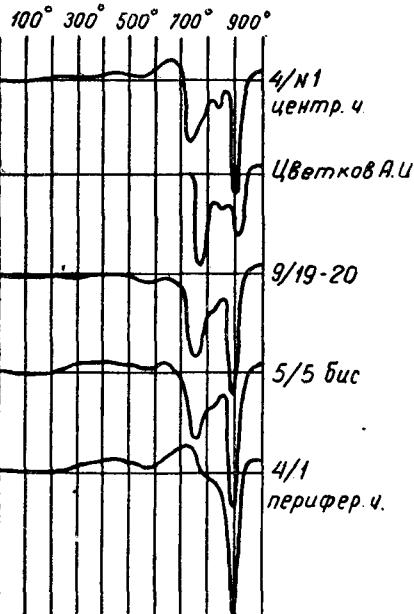


Рис. 27. Термограммы карбонатных конкреций из угля и вмещающих угля пород.

Американские угольные почки так же, как и донецкие, бедны магнием и железом и являются по сути известковыми образованиями (табл. 3) (Matay, Yochelson, 1962). Смешанные и фаунистические угольные почки тоже кальцитовые по составу, но отличаются от нормальных угольных почек некоторыми особенностями химического состава. По данным американских авторов, первые содержат несколько большее количество  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , отчасти  $\text{P}_2\text{O}_5$ , но зато меньшее —  $\text{MgO}$ . Наличие первой группы примесей свидетельствует о присутствии терригенного материала (в основном глинистого) в смешанных и фаунистических угольных почках, тогда как нормальные угольные почки почти лишены его. Как и американские, донецкие смешанные и фаунистические угольные почки хорошо вскипают с разбавленной соляной кислотой на холоду; кальцитовый состав их подтверждается оптическими определениями.

Таблица 3

Содержание некоторых компонентов в нормальных угольных почках из угольных бассейнов США (в %)

Химическое соединение	Канзас	Иллинойс	Оклахома
CaO	47,5	51,6	48,4
MgO	2,8	1,8	3,4
FeO	1,3	1,0	0,3
MnO	0,34	0,27	0,08
$\text{CO}_2$	40,5	42,4	40,8
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,10	0,15	0,16

Подобно тому как минералы, из которых в основном состоят горные породы, называются породообразующими, и минералы, слагающие конкреции, носят наименование конкрециеобразующих. Конкрециеобразователями угольных почек Донецкого бассейна являются кальцит, анкерит, сидерит (Зарицкий, 1956, 1956а, 1959).

Присутствие в карбонатных конкрециях тех или иных количеств дисульфидов железа — явление обычное. В табл. 1 и 2 приведены результаты химического анализа относительно чистых карбонатных конкреций, без заметных невооруженным глазом выделений  $\text{FeS}_2$ . В угольных почках, обогащенных дисульфидом железа, содержание его высокое: 22,67—71,87% (Зарицкий, 1956а, 1961).

Интересно отметить, что такой высокий процент серного колчедана не характерен для угольных почек других угольных бассейнов. Так, для бассейнов Англии максимальное содержание его составляет 21,58%, обычно же оно выражается единицами и даже долями процента (Stopes, Watson, 1909), Вестфалии — 2,6% (Weiss, 1884). По данным американских авторов (Matay,

Yochelson, 1962), в нормальных угольных почках также содержатся небольшие количества  $\text{FeS}_2$ , но для фаунистической угольной почки из Канзаса приведено высокое содержание его — 60,9%. Незначительное количество дисульфида железа (редко больше 1%) отмечено и в угольных почках Кузбасса (Колотухина, 1949; Яблоков, 1951). Фаунистические угольные почки донецких углей также, как правило, обогащены дисульфидом железа, который обычно фосселизирует остатки морских организмов. При этом в гетерогенносмешанных стяжениях основная масса  $\text{FeS}_2$  сосредоточена именно на участках с морской фауной.

При сравнении химического состава донецких угольных почек и конкреций западноевропейских бассейнов обращает на себя внимание тот факт, что последние характеризуются повышенным содержанием  $\text{MgCO}_3$ , близким к теоретическому для доломита. Именно поэтому конкреции в угольных пластах получили название «доломитовых клубней» (Wedekind, 1884; Weiss, 1884) «торф-доломитов» (Menzel, 1903) и т. п. Ближайшее рассмотрение данных о химическом составе угольных почек Рурского бассейна (Gothan, Benade, 1931; Linck, Kohler, 1933; Teichmüller M. und R., Werner, 1955), английских бассейнов (Stopes, Watson, 1909 и др.), конкреций из углей Кузбасса (Колотухина, 1949, Яблоков, 1951) показывает, что в них при наличии относительно высоких количествах  $\text{MgCO}_3$  нередко присутствует также углекислое железо. Однако при определении минерального состава стяжений оно почему-то не учитывалось. Некоторые авторы вообще связывают с карбонатами только Ca, Mg и Mn (Teichmüller M. und R., Werner, 1955; Leclercq, 1925). Наблюдаемая в действительности сложность химического состава конкреций не говорит еще о том, что конкрецеобразующие карбонаты представляют собой механическую смесь самостоятельных минералов, как можно было предположить по данным только химического анализа. На самом деле, как убедительно показывает микроскопическое и термическое изучение, мы имеем здесь не примесь сидерита к доломиту в конкрециях, а новый минерал — анкерит. Справедливость сказанного подтверждается и опубликованной недавно работой Ф. Экгарта и Г. Гартнера (Eckhardt, Gaertner, 1955), изучавших рентгенометрическим методом описанные ранее «торф-доломиты» из пластов Рурского угольного бассейна.

### Содержание фосфора

Донецкие угольные почки по содержанию фосфора фактически не отличаются от подобных образований других бассейнов. Количество  $\text{P}_2\text{O}_5$  в них измеряется сотыми — десятыми долями процента (0,03—0,46%), причем максимальное содержание фосфора отмечено в сидеритовых конкрециях. Заметим, кстати, что

П. Кукук (Kukuk, 1938) рассматривал как интересную особенность паралических сидеритов их ассоциацию с фосфоритами. В. С. Яблоков (1951) из 20 образцов конкреций установил наличие фосфора только в двух (0,12 и 0,82%  $P_2O_5$ ), в составе которых преобладает  $FeCO_3$ . Все эти данные наводили на мысль, что в угольных почках, во всяком случае в сидеритовых, фосфор связан не с кальцием, а с железом. Присутствие вивианита в сидеритовых линзах и прослоях современных болот зафиксировано (Бушинский, 1946; Krusch, 1922, 1932).

Фосфор в угольных почках обнаружен только химическим анализом. Тщательные микроскопические исследования не выявили фосфорсодержащих минералов, которые, вероятно, диффузно рассеяны в массе карбоната. Вопрос о минеральной форме фосфора в конкрециях угленосных отложений обсуждался специально (Зарицкий, 1956а, 1959). С учетом того обстоятельства, что в обогащенных фосфором Fe-карбонатных конкрециях из вмещающих угли пород найден фосфат кальция — апатит, был сделан вывод, что эмпирическая корреляция фосфора и железа обусловлена не связью их в одном минерале, а другими причинами. Обычно в литературе приводятся данные о содержании фосфора в конкрециях без указания его минеральной формы (Залесский, 1914; Яблоков, 1951; Matay, Yochelson, 1962) или же речь идет о фосфате кальция, но не приводятся какие-либо доказательства того, что фосфор находится именно в такой форме (Колотухина, 1949; Stopes, Watson, 1909).

### Нерастворимый остаток

Содержание нерастворимого остатка в некоторых образцах угольных почек относительно высокое (табл. 1 и 2). Следует, однако, иметь в виду, что в большинстве случаев основную массу его составляет аутигенный пирит, который не растворяется в соляной кислоте. В состав нерастворимого остатка входит также в небольшом количестве терригенный материал. Чаще всего встречаются угловатые или угловато-округлые зерна кварца алевритовой размерности.

В нерастворимом остатке значительную роль играет обугленное растительное вещество. Так, в сидеритовых угольных почках из пласта угля  $h_5^1$  при содержании нерастворимого остатка 5,2% на долю органических веществ (в виде углерода) приходится 2,05%, или 39,4% всей массы нерастворимого остатка. В кальцитовых конкрециях из пласта  $m_3$  органическое вещество составляет 54,2% (в виде свободного углерода) всей массы нерастворимого остатка. Определение  $C_{org}$  в шести других образцах угольных почек дало близкие цифры (0,85—2,54%). Примерно такие же количества углистого вещества (1,85—3,76%) приве-

дены для английских угольных почек (Stopes, Watson, 1909) и для немецких (7,1%, включая воду) (Weiss, 1884).

Минимальный нерастворимый остаток в кальцитовых угольных почках (0,5%) зафиксирован в образце 2/12-бис — угольной почке из пласта  $m_3$ . Состоит он исключительно из углистого материала. Верхний предел определяется количеством  $FeS_2$  в угольной почке и, как отмечалось выше, может быть весьма значительным.

Смешанные и фаунистические угольные почки по характеру и содержанию минерального нерастворимого остатка существенно отличаются от нормальных угольных почек. Основную массу остатка составляет терригенный алеврито-глинистый материал. В прозрачных шлифах хорошо видны остроугольные или слабоокатанные зерна обломочного кварца, реже — полевого шпата или чешуйки слюды (рис. 28). Значительную роль в нерастворимом остатке этих стяжений играет и  $FeS_2$ , минерализующий органические остатки. Часть кремнезема в виде кварца или халцедона также имеет аутигенное происхождение (окремнение раковин морских организмов).

### Минеральные новообразования

В трещинах и небольших полостях угольных почек сравнительно часто наблюдаются кристаллические выделения рудных и нерудных минералов. Чаще других встречается кальцит. Довольно обычны выделения дисульфида железа. В сидеритовых конкрециях чаще, чем в кальцитовых или анкеритовых, развит каолинит. Кроме того встречены барит, кварц и его скрытокристаллические разновидности — кварцин и халцедон (рис. 29), сфалерит (Зарицкий, 1956а, 1967, 1959).

### Структурно-текстурные особенности карбонатных конкреций

Под микроскопом в плоскопараллельных шлифах обнаруживается изумительная картина прекрасно сохранившегося клеточного строения обломков древесины или других частей растений (корни, стебли, листья, репродуктивные органы), инкрустированных карбонатами (рис. 30—32). Наличие обугленного растительного материала в виде инкрустированных карбонатами растительных тканей и в тонкодисперсном состоянии обуславливает темно-коричневый до серовато-черного цвет угольных почек в изломе. Как уже отмечалось, темно-серый и даже черный цвет характерен для угольных почек антрацитовых районов Донбасса. Особенно хорошо это видно в шлифах под микроскопом. Таким образом, установленное для всего бассейна закономерное возрастание степени метаморфизма углей в направлении

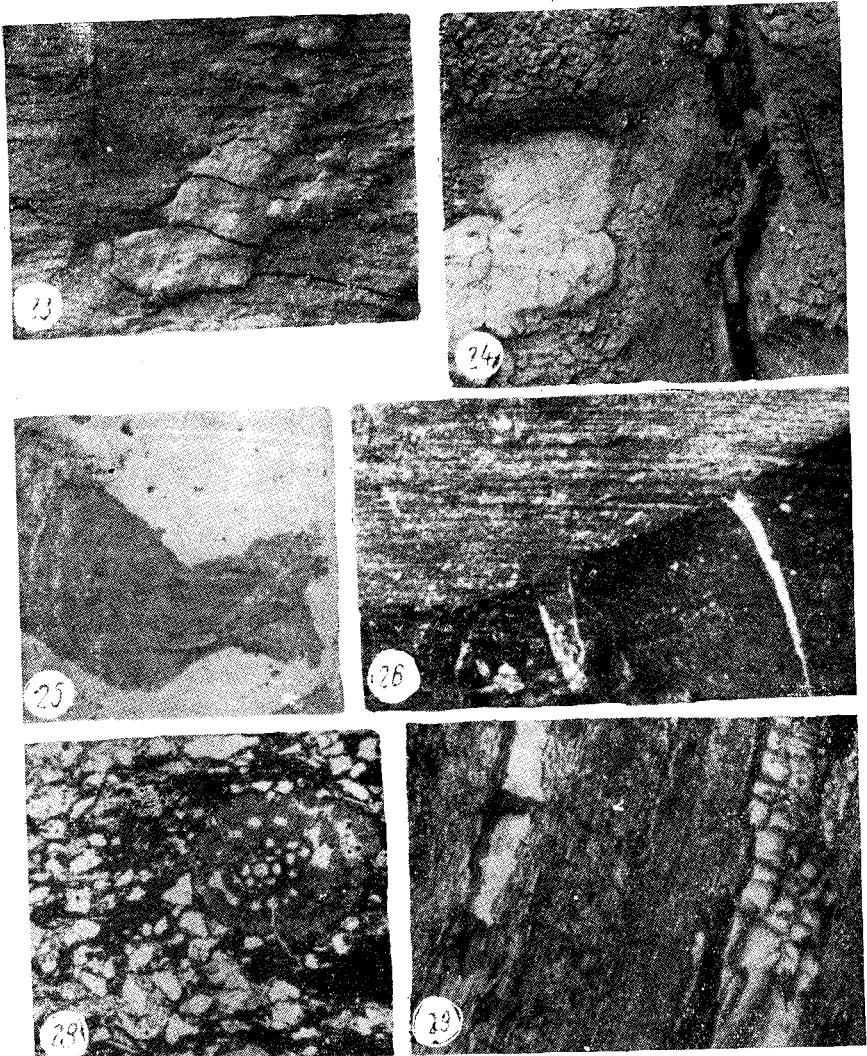


Рис. 23. Конкреция из трещин в породах. Уменьшение 2, 5. Рис. 24. Трещина из трещин в породе с конкрециями. Слева — уплощенная конкреция с нормальными (согласным со слоистостью) залеганием. Уменьшение 4. Рис. 25. Кремнистая конкреция (темно-серая) в известняке (светло-сером). Уменьшение  $\frac{2}{3}$ . Рис. 26. Трещины сокращения кремнистой конкреции, заполненные вторичным кальцитом — белое (трещина справа) и материалом вмещающего вторичного известняка (трещина слева). Увеличение 2. Рис. 28. Обломочный вмещающего известняка (трещина слева). Увеличение 100. Рис. 29. Кварц в трещинках карбонатных угольных почек. Пласт угля  $k_4$ , Донецко-Макеевский район. При одном николе. Увеличение 100.

с северо-запада на юго-восток достаточно отчетливо прослеживается и для органического вещества, заключенного в угольных почках, хотя не исключено, что степень углефикации последнего несколько меньше, чем массы вмещающего угля (в силу консервирующего действия окаменения).

Угольная почка может заключать в себе отдельный обломок стигмации или древесины либо состоять из массы наложенных друг на друга мелких растительных обрывков (стеблей, листьев, органов спороношения). Встречаются отдельные участки конкреций, лишенные клеточного строения, или наоборот, в общей массе перекристаллизованного карбоната попадаются реликты фитогенной структуры. При микроскопическом изучении образцов угольных почек, отобранных на различном удалении от кровли угольного пласта, было замечено, что степень сохранности, а особенно степень объемной деформации, минерализованных растительных остатков заметно возрастает в нижележащих конкрециях. Несомненно, что такое уплотнение растительного материала произошло до минерализации его карбонатами.

Наличие в теле угольных почек трещин, заполненных минеральными образованиями (кальцитом, кварцем, пиритом и др. минералами), — явление обычное. Тот факт, что такие трещины прорывают неискривленные и хорошо сохранившиеся растительные остатки, убедительно свидетельствует о заложении их и заполнении новообразованными минералами после литификации конкреций.

Значительный интерес представляют карбонатные включения, содержащие, помимо обычных растительных остатков, также фаунистические остатки морского облика. Такие образования получили название смешанных угольных почек (Matay, Yochelson, 1962). В гетерогенносмешанных угольных почках отмечается ясная сегрегация участков с морскими животными остатками. В гомогенносмешанных такого разделения нет, растительные остатки, по преимуществу фрагментарные, более или менее равномерно смешаны с остатками животных. В углях Донецкого бассейна нами обнаружены оба подтипа смешанных угольных почек, а также фаунистические, заключающие в себе только остатки животных.

Обращает внимание тот факт, что смешанные и фаунистические угольные почки часто содержат обломочный кварц в виде остроугольных кородированных зерен алевритовой размерности. В шлифах нормальных угольных почек это обычно не наблюдается. В шлифах хорошо заметно также, что масса  $FeS_2$  тяготеет именно к участкам с морской фауной. Нужно отметить, что и чисто фаунистические угольные почки, как правило, отличаются повышенным содержанием дисульфида железа (рис. 33), хотя и залегают обычно в самой верхней части угольного пласта.

Структура кальцитовых и анкеритовых угольных почек инкрустационная с мелко-, средне- и даже крупнокристаллическим строением инкрустирующих карбонатов. Часто встречаются карбонаты радиально-волокнистого строения с веерообразным расположением лучей-кристаллов. Типичные сферолиты для кальцитовых и анкеритовых конкреций в целом менее характерны. Текстура плотная. Угольные почки сидеритового состава в ряде случаев также обнаруживают хорошую сохранность клеточного строения растительных остатков. В отличие от кальцитовых конкреций, сидеритовые почки, как правило, имеют сферолитовую структуру (рис. 34). Сидеритовые стяжения в углях Богемии описаны Б. Кубартом (Kubart, 1911), сидеритовые оолиты со сферолитовым строением без сохранения структуры растительных тканей обнаружены в каменных углях Германии О. Штутцером (Stutzer, 1934). Подобные образования развиты также в углях балахонской серии Кузбасса (устное сообщение Л. Л. Сальниковской).

Общим для карбонатных угольных почек является их минеральность и однородность строения, хорошо заметные при микроскопическом изучении конкреций.

Изучение карбонатно-сульфидных конкреций в полированных шлифах (Зарницкий, 1956а, 1961, 1962) обнаруживает сложное взаимопрорастание карбонатов и дисульфида железа и замещение ими растительных остатков с сохранением клеточного строения последних. Иногда карбонаты приурочены к полостям клеток, стеки которых замещены дисульфидом железа, в других случаях — к стенкам, если полости клеток заполнены серным колчеданом (рис. 31).

### Конкреции дисульфида железа

### Химико-минеральный состав

В сульфидных конкрециях обнаружены следующие минералы.

1. Пирит и марказит. Вопрос об отнесении выделений серного колчедана в осадочных породах (в частности, в углях) к пириту или марказиту либо обходился исследователями, либо решался недостаточно обоснованно. В одних случаях речь шла о «серном колчедане» или «сульфиде железа» (Банковский, 1951; Геолого-химическая карта, 1941; Широков, 1955; Дорофеев, 1964), в других — о «пирите» или «марказите» (Банковский, 1951; Бсголюбова, 1959; Гинзбург, 1959; Коперина, 1956; Корженевская, 1940; Нефедьева, 1956 и др.), причем наличие той или иной минеральной формы дисульфида железа достаточно не обосновывалось. Критерием для отнесения серного колчедана к марказиту некоторые авторы считают несколько отлич-

ную от типичной для пирита, более бледную, окраску (Ярош, 1941) или структурные особенности выделений  $\text{FeS}_2$  (Чудовская, Искюль, 1936). Марказитом считают радиально-волокнистые агрегаты  $\text{FeS}_2$  и другие авторы (Доморацкий, 1955; Гинзбург, 1959; Жемчужников, Гинзбург, 1960; 1935). Вместе с тем имеются указания на то, что пирит в осадочных породах может находиться и в форме лучистых конкреций (Бетехтин, 1950; Дэна и др., 1950; Лазаренко, 1951; Цветков, Вальяшихина, 1958).

Минеральный состав сульфидных стяжений и сульфидных включений в карбонатных конкрециях изучался нами прежде всего кристаллооптическим методом в полированных шлифах. Во всех изученных аншлифах (21 образец) дисульфид железа оказался не реагирующим на поляризованный свет — изотропным. Это дает основание считать, что основным, и по сути единственным, конкрециеобразующим дисульфидом железа является пирит. Он развит также в качестве включений в карбонатных конкрециях и в виде правильных кристаллов и агрегатов зерен в угле.

Марказит, на наличие которого в угольных пластах Донецкого бассейна указывают Е. О. Погребицкий (1933), Н. П. Ярош (1941) и другие авторы, в виде стяжений и зерен, достаточных для оптического определения размеров, нами не обнаружен. Изучение образцов сульфидных конкреций с более бледной окраской, чем сбычно у пирита, а также конкреций, имеющих радиально-волокнистое строение периферических частей, показало, что и в этих случаях мы имеем дело с минералом без каких-либо признаков оптической анизотропии, т. е. с пиритом. Рентгенометрическое изучение сульфидных конкреций из угля (пласт  $l_4$ , шахта 2—7, Донецко-Макеевский район), подтверждает пиритовый состав последних (табл. 4). Как видно из табл. 4, рентгенограмма сульфидного стяжения обнаруживает поразительное сходство с эталонной для пирита. Слабая линия  $1,752 \text{ kX}$ , по-видимому, отвечает марказиту. Как известно, при содержании марказита менее 7,5% рентгенометрический метод не фиксирует его (Jzard, Clemency, 1967).

Из сказанного можно заключить, что конкрециеобразователем сульфидных стяжений в углях Донецкого бассейна в подавляющем большинстве случаев является пирит.

Структура конкрециеобразующего пирита различна даже для отдельных частей сдной и той же конкреции. Размер кристаллов и зерен обычно увеличивается к периферии. Периферические зоны желваков зачастую обладают радиально-волокнистым строением. Текстура массивная, местами с реликтами органогенной (фотогенной) структуры. Удельный вес сульфидных конкреций достигает 4,0—4,56, т. е. с учетом легких примесей (углистое вещество, карбонаты) весьма близок к удельному весу чистого пирита (4,9—5,2).

Таблица 4

Рентгенограмма конкреции дисульфида железа  
(Условия съемки: 25 кв, 2 ма, Fe — антикатод. Дифрактометр УРС-50И)

<i>hkl</i>	Пирит (Михеев, 1957)		Образец 5		<i>hkl</i>	Пирит (Михеев, 1957)		Образец 5	
	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$		<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$
111	2	3,102	1	3,105		—	—	1	1,752
200 $\beta$	2	(2,973)	2	(2,982)	311	10	1,629	6	1,629
200	8	2,696	10	2,704	3213	2	(1,592)	1	(1,591)
210 $\beta$	2	(2,664)	1	(2,666)	222	3	1,560	1	1,559
210	8	2,417	4	2,418	230	4	1,498	4	1,498
211	7	2,206	3	2,206	321	6	1,444	2	1,445
220 $\beta$	1	(2,106)	1	(2,106)	331	3	1,239	1	1,239
220	6	1,908	2	1,911	420	4	1,208	1	1,208
300;									
311 $\beta$ ;	4	1,796	1	1,796					
221									

2. Сфалерит. В единичных случаях в анишлифах пиритовых желваков встречаются изометричные кристаллические выделения серного в отраженном свете средней твердости (царапается стальной иглой) изотропного минерала с невысокой отражающей способностью. Совокупность перечисленных признаков характерна для сфалерита.

3. Халькопирит. Еще реже, чем сфалерит, встречаются в анишлифах неправильной формы латунно-желтые зерна, ясно отличимые по цвету от пирита. Микроскопические размеры выделений не позволяют установить другие диагностические признаки минерала. Однако, учитывая цвет и низкий по сравнению с пиритом рельеф, можно предположить, что данный минерал является халькопиритом.

4. Кальцит. Диагностика кальцита согласуется с определением его в иммерсионном препарате. Пирит и кальцит в сульфидных конкрециях, и в особенности в угольных почках карбонатно-сульфидного состава, образуют самой различной формы выделения и взаимопрорастания.

### Терригенные примеси

В качестве примесей в сульфидных конкрециях иногда встречаются зерна кварца алевритовой, реже песчаной, размерности и глинистые частицы. Следует отметить, однако, что как в карбонатных почках, так и в желваках пирита отсутствуют терригенные примеси в крупных инкрустированных карбонатом или

сульфидом или тем и другим вместе растительных обрывках. Обычно они встречаются там, где имеется скопление мелких обрывков растений.

### Минеральные новообразования

В числе новообразований в сульфидных конкрециях встречаются следующие минералы: пирит и кальцит (по трещинам), мелантерит, гипс, самородная сера и гидроокислы железа (по трещинам и на поверхности конкреций  $FeS_2$  в зоне гипергенеза).

### Кремнистые конкреции

### Химико-минеральный состав

В отечественной литературе подобные образования получили такие названия: «плита», «углисто-кремнистая порода» (Жемчужников, Гинзбург, 1935, 1941), «окремнелый глинистый сланец» и «кварцевые прослои», «кварциновые прослои» (Геолого-химическая карта..., 1941), «кварциновые прослои» (Логвиненко, 1947), «кремнистые прослойки» и «кремнеземистые прослойки» (Потапенко, 1952), «окварцевание угля» и «окремнение угля» (Малинин, 1963), «кремникислье конкреции» (Зарицкий, 1956, 1959), «кремнистые конкреции» (Зарицкий, 1966а, 1967), «кремневые конкреции» (Волкова, 1967).

В зарубежной литературе чаще всего встречаются немецкие термины: «Quarzlage», «Quarzgesteine» и «Quarzneubildung» (Нойне, 1949, 1954, 1956).

Кристаллическая структура этих конкреций позволяет использовать для выяснения их минерального состава кристаллоптический метод. В сложении кремнистых стяжений участвуют следующие минералы:

1. Кварц — наиболее распространенный конкрецеобразующий минерал. Обладает типичными для него оптическими свойствами. Размеры неделимых колеблются в очень широких пределах: от менее чем 0,01 мм до десятых долей миллиметра и даже до 2–3 мм. Характерно отсутствие в кварце кристаллических, жидких или газовых включений. Нередко зерна загрязнены мелкими частицами органического вещества. Большинство описанных образцов конкреций сложены только кварцем.

2. Халцедон. Обычно является второстепенным по сравнению с кварцем конкрецеобразователем кремнистых стяжений. Но в отдельных случаях эта волокнистая разновидность кварца становится преобладающей. Халцедон выполняет полости клеток минерализованных растительных остатков, образуя радиально-волокнистые агрегаты (сферолиты) с прямым угасанием

и отрицательным удлинением волокон (рис. 35). Группы таких агрегатов выполняют также микроскопические полости в теле конкреций (хотя чаще в полостях кристаллизуется кварц) и микроскопические выклинивающиеся трещинки. Длина волокон достигает 0,2 мм.

3. Кварцин — вторая скрытокристаллическая разновидность кремнезема в описываемых конкрециях. Как и халцедон, кварцин — второстепенный конкрециеобразователь кремнистых стяжений. Морфология выделений его точно такая же, как и халцедона. Отличие состоит в направлении роста волокон. Удлинение неделимых кварцина положительное, угасание тоже прямое (Минералы, т. II, 1965). Длина волокнистых кристаллов в отдельных случаях весьма значительна — до 1,2 мм. Развивался кварцин обычно совместно с кварцем. Их структурные взаимоотношения установить трудно, поскольку они нарастают друг на друге (рис. 41). Кварцин развит также по мелким выклинивающимся трещинкам в кварцево-халцедоновых конкрециях. Отметим, что в современной справочной литературе высказывается мнение о ненужности введения дополнительных терминов (например, кварцин) для волокнистых разновидностей кварца (Дэна, Фрондель, 1966).

4. Пирит. Дисульфиды железа встречены далеко не во всех изученных образцах кремнистых стяжений. Точечные выделения  $FeS_2$  развиты как по обугленному органическому веществу, так и в массе кварца, но еще более типично тяготение агрегатов  $FeS_2$  к карбонатам, минерализующим участки кремнистых конкреций. Судя по структурным взаимоотношениям, выделения дисульфидов железа образовались раньше, чем минералы кремнезема.

5. Карбонаты. Типичные кремнистые конкреции, как правило, лишены карбонатных включений. Однако в ряде случаев имеет место нарастание кремнистых стяжений на карбонатные угольные почки. В шлифах хорошо видно, что минералы кремнезема метасоматически развиваются по карбонатам, которые сохранились в виде реликтов (рис. 39). Значительно реже встречаются более поздние выделения карбонатов по микроскопическим трещинкам, секущим зерна кварца и агрегаты волокнистых разновидностей  $SiO_2$ .

Таким образом, вопреки имеющимся в литературе о Донецком бассейне указаниям на кварциновый состав кремнистых выделений в углях (Геолого-химическая карта..., 1941; Логвиненко, 1947), проведенное нами на 65 образцах исследование показало, что кремнезем минерализуется преимущественно в виде зернистого кварца; только в отдельных случаях значение конкрециеобразователя приобретают волокнистые разновидности его — халцедон и кварцин, причем первый встречается несколько чаще. На кварцевый состав стяжений в одном из уголь-

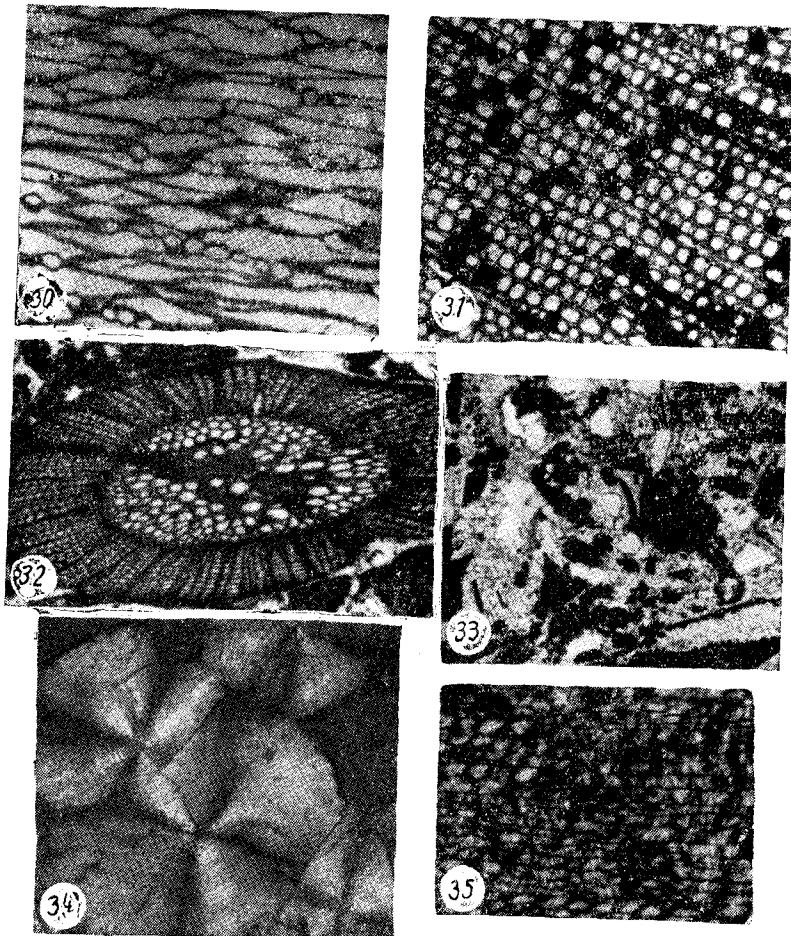


Рис. 30. Хорошая сохранность клеточного строения минерализованных карбонатами растительных остатков. Пласт угля  $l_3$ , Центральный район. При одном николе. Увеличение 350. Рис. 31. Приуроченность выделений дисульфида железа (черное) к полостям растительных клеток (белое — кальцит). Пласт угля  $l_3$ , Центральный район. При одном николе. Увеличение 100. Рис. 32. Хорошая сохранность клеточного строения растительных остатков в угольных почках. При одном николе. Увеличение 15. Рис. 33. Обогащение дисульфидом железа (черное) т. н. фаунистических угольных почек. Пласт угля  $l_4$ , Донецко-Макеевский район. При одном николе. Увеличение 37,5. Рис. 34. Сферолитовое строение сидеритовых угольных почек. Пласт  $t_2$ , Центральный район. Николи скрещены. Увеличение 250. Рис. 35. Хорошая сохранность клеточного строения древесины, минерализованной халцедоном. Николи скрещены. Увеличение 100.

ных пластов Донбасса указывает С. В. Потапенко (1952), а в углях Рурского и других бассейнов — К. Хене (Höehne, 1956). С другой стороны, халцедон отмечен в кузнецких углях (Боголюбова, 1959) и карагандинских (Жемчужников, 1948), кварцин — также в карагандинских углях (Волков и др., 1934). Халцедон обнаружен и в более молодых бурых углях (Höehne, 1956), в палеозойских каменных углях (Болдырева, Сливко, 1959). Поэтому неверно утверждение М. Маковской (Mackowsky, 1943, 1947) о том, что волокнистая разновидность кремнезема никогда не наблюдалась в углях.

Отмечая мономинеральный в основном состав кремнистых стяжений, необходимо подчеркнуть, что, как правило, они лишены сколько-нибудь заметной примеси обломочного песчано-глинистого материала. Наши данные противоречат утверждению, что «кварциновые прослои, как правило, связаны с горизонтами минерализации» (Геолого-химическая карта..., 1941). К. Хене (Höehne, 1956) также указывает на полное отсутствие глинистых минералов в большинстве изученных им стяжений.

В качестве исключения нами был описан образец окремнелого угля, который макроскопически мало чем отличался от остальных. Под микроскопом (в шлифе) оказалось, что минеральный прослой содержит много глинистого материала и, видимо, представляет собой пример такой приуроченности выделения кремнезема к горизонту угля, загрязненного обломочным материалом. Подобный случай описан и К. Хене (Höehne, 1956).

Заканчивая описание минерального состава кремнистых стяжений в углях Донецкого бассейна, необходимо остановиться на еще одном интересном обстоятельстве. Все описанные разновидности кварца не приурочены к определенным районам бассейна или углям определенного марочного состава. Предположение, что зернистый кварц проявляется преимущественно в антрацитовых углях, а волокнистые его разновидности — в углях низких степеней метаморфизма (Геолого-химическая карта..., 1941), не подтвердилось. Более того, установлено, что все три разновидности кремнезема встречаются совместно. Это вполне соответствует современным представлениям, согласно которым все они тождественны по структуре (Минералы, т. II, 1965; Дэна, Фрондель, 1966; Monge, 1964).

Химический анализ подтверждает данные минералого-петрографического изучения этих образований, установившего их относительную чистоту и резкое преобладание в их составе кремнезема. В 16 образцах кремнистых конкреций из различных угольных пластов колебание содержания  $\text{SiO}_2$  составляет 16,18—86,43% (среднее 72,3%). Потеря при прокаливании (в основном за счет сгорания углистого вещества) колеблется в пределах 12—63% (в среднем 27%). Единственный из известных нам анализ подобных образований Донбасса (Геолого-химическая

карта..., 1941):  $\text{SiO}_2$  — 68,62%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,43%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 0,72%, потеря при прокаливании (углистое вещество) — 29,24%. К. Хене (Höehne, 1956) приведены сходные данные о содержании  $\text{SiO}_2$  в аналогичных стяжениях Англии (76,5%), Чили (78,6%) и Франции (83,40%).

### Структурно-текстурные особенности

В отличие от карбонатных угольных почек с прекрасной сохранностью клеточного строения минерализованных растительных остатков, кремнистые конкреции, за редким исключением, практически лишены фитогенной структуры или заключают в себе небольшие участки с ней. Структура конкреций кристаллически-зернистая, инкрustационная, текстура плотная. Органическое вещество полностью обуглившееся. Так же как и в угольных почках, имеется четкое различие (с постепенными, конечно, переходами в окраске углистого вещества) между конкрециями из западных и северо-западных районов бассейна (бурое в проходящем свете) и центральных и юго-восточных районов (черное, совершенно непрозрачное). Правда, углистое вещество кремнистых стяжений в общем темнее и компактнее, чем в угольных почках тех же пластов и районов. Количество углистого материала в кремнистых стяжениях непостоянно, причем, как правило, органическое вещество находится в подчиненном количестве (рис. 37—39).

Остановимся несколько более подробнее на вопросе о степени сохранности растительных остатков в описываемых конкрециях. Во многих шлифах удается наблюдать клеточное строение весьма хорошей сохранности, которое можно сравнить с таким в карбонатных угольных почках. В этой связи следует отметить такой факт. При наличии клеточного строения в кремнистых стяжениях часто отмечается присутствие карбонатов, которые минерализуют участки растительных остатков или заполняют отдельные их клетки (рис. 36). Контакт зерен и агрегатов карбонатов с кварцем всегда неровный, бухтообразный, изъеденный, что с очевидностью указывает на разновременность их выделения и на метасоматическое замещение карбонатов кварцем. Это, несомненно, реликтовые карбонаты. Наконец, нами были описаны уникальные образцы частичного или полного обрастания карбонатных угольных почек линзами кремнезема. Микроскопическое их изучение показало наличие реакционных контактов, причем замещение карбонатной угольной почки кварцем происходит при сохранении клеточного строения инкрustированных карбонатом растительных остатков, тогда как основная часть кремнистого стяжения вовсе лишена структуры растительных тканей.

В большинстве случаев кремнистые стяжения представляют собой кристаллически-зернистые агрегаты кварца, в массе которого как бы взвешены неправильной формы, часто остроугольные, частицы углистого вещества, напоминающие частицы усыхающего коллоида (рис. 39). Все пространство трещин заполнено мозаично погасающим кварцем. Типичны также расположющиеся по напластованию угля прожилки кварца в виде параллельно-шестоватых агрегатов различных размеров и протяженности (рис. 37, 38). Эти агрегаты — результат одновременного роста многочисленных кристаллов на поверхности стенок трещин. В зависимости от характера поверхности (ровная, искривленная) они переходят в радиально-волокнистые образования, вплоть до «солнц».

Шестоватые кристаллы всегда нарастают перпендикулярно к поверхности. В нашем случае поверхность роста, как правило, совпадает с напластованием угля (см. рис. 37, 38). Обычно же сокращение объема торфяной массы приводило к образованию серии пересекающихся трещин, заполняющихся кремнеземом. При этом первый признак агрегатов первого типа (Григорьев, 1961) — наличие в основании агрегата зоны геометрического отбора — характерен для каждого агрегата (рис. 40), тогда как второй — одинаковая ориентировка кристаллов в параллельно-шестоватой зоне направлением наибольшей скорости роста, — обнаруживаемый оптическим методом, отмечается не всегда. Индивиды кварца в агрегате имеют неодинаковую оптическую ориентировку. К тому же они не заканчиваются правильными головками кристаллов, что давало бы основание относить их безоговорочно к первому типу параллельно-шестоватых агрегатов. Шестоватые кристаллы упираются в противоположную стенку по всему фронту роста кристаллов и не имеют типичных для кварца вершин ромбоэдров. Такое положение, очевидно, объясняется тем, что скорость роста кристаллов кварца была больше скорости приоткрывания трещин. О том же свидетельствуют случаи, когда шестоватые кристаллы росли в направлении противоположных стенок трещин (рис. 38), образуя т. н. параллельно-шестоватые агрегаты третьего типа (Жабин, 1967). При этом каждая заполненная кварцем трещина имеет «срединный шов», или «срединную просечку», поясок, загрязненный углистыми частицами, где и происходило зарождение кристаллов кварца, геометрический отбор. Кристаллы кварца в зоне параллельно-шестоватого роста, как правило, чисты, лишены механических включений, частичек углистого материала (рис. 38, 40). То же касается и более или менее крупных зерен кварца в полостях.

Тот факт, что в трещинах и полостях имеются и волокнистые разновидности, и зернистый кварц, а также их взаимопереводы, можно считать результатом нарастания кварца на халцедон или кварцин. В этом убеждает следующая интересная де-

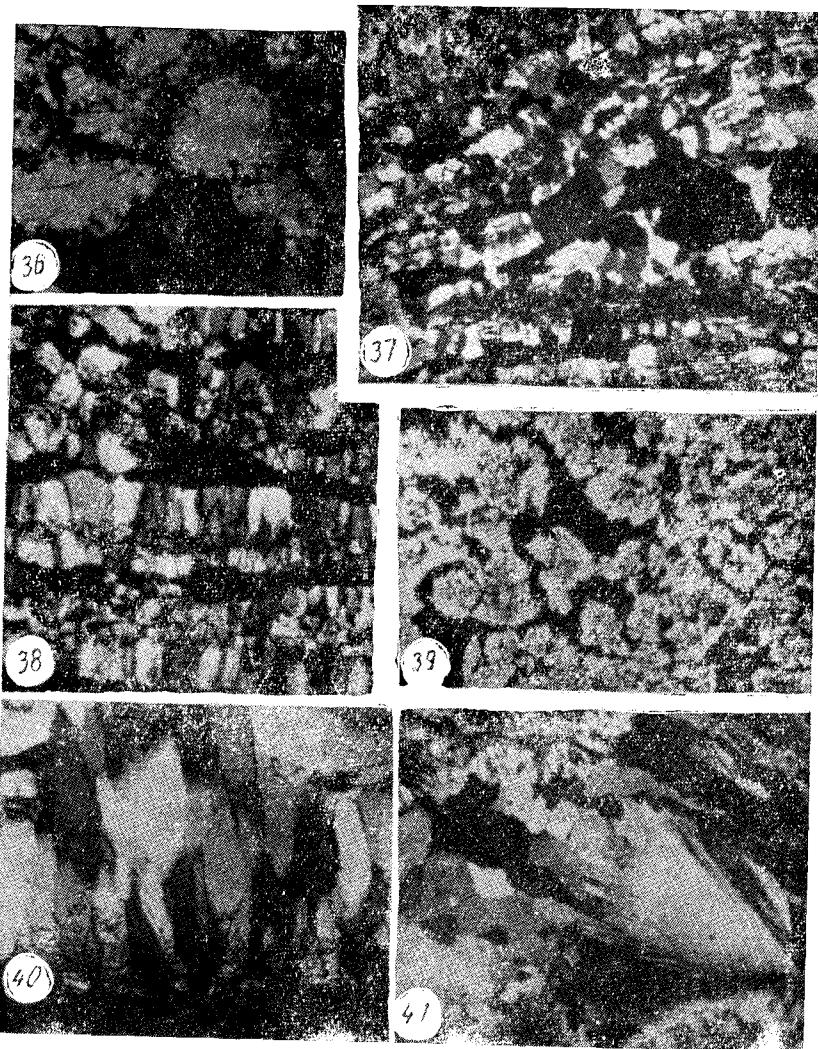


Рис. 36. Замещение кварцем (темно-серое) карбонатов угольных почек (светло-серое) с сохранением клеточного строения растительных тканей. Николи скрещены. Увеличение 120. Рис. 37. Типичное строение кремнистых стяжений из углей. Конкремцеобразователь — кварц (белое, серое). Черное — уголь. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 38. Типичное строение кремнистых стяжений из углей. Конкремцеобразователь — кварц (белое, серое). Черное — уголь. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 39. Преобладание конкремцеобразующего кварца (белое) над углистым материалом в кремнистых конкремциях. При одном николе. Увеличение 100. Рис. 40. Параллельно-шестоватые агрегаты кварца с зоной геометрического отбора. Николи скрещены. Увеличение 250. Рис. 41. Нарастание зерен кварца на радиально-волокнистый кварцин. Николи скрещены. Увеличение 100.

таль. Кристаллы кварца, нарастающие на концах волокон кварцина, в точности повторяют (наследуют) их оптическую ориентировку (рис. 41). Иными словами, концы волокон кварцина послужили готовыми затравками для растущих кристаллов (зерен) кварца. Все это отлично видно и в случае, когда трещинки, заполненные халцедоном, пересекаются тонкими кварцевыми трещинками. Зерна кварца в трещинах в точности повторяют оптическую ориентировку волокон халцедона. Аналогичные случаи нарастания кристаллов кварца на концах волокон халцедона описаны Г. Г. Леммлейном (1946), Д. П. Григорьевым и Т. А. Калякиной (1962), правда, не в кремнистых конкрециях из углей.

### Малые элементы в конкрециях из углей

Карбонатные и сульфидные конкреции. Спектральный анализ устанавливает в карбонатных угольных почках такие количества малых элементов (в 10<sup>-3</sup>%) Si (30), Al (20), Sr (10—20), Ba (30—60), Cu (1—2), Mn (20—60), V (1—3); в сидеритовых: Sr (сл.), Ba (10—30), Cu (1), Zn (0—3), Ti (20—50), Mn (100—300), V (2—8); в карбонатно-сульфидных: Sr (10—20), Ba (20—60), Ni (1), Co (сл.), Cu (1—10), Pb (2—6), Ti (3—100), Mn (200—300), V (1—10). Присутствие дисульфида железа, как видим, определенным образом сказывается на качественном и количественном составе малых элементов. В карбонатно-сульфидных конкрециях появляются такие элементы, как Ni, Co, Pb, повышается содержание Cu. Качественный спектральный анализ отмечает в них также присутствие Mo. В почти чисто сульфидных конкрециях из углей установлено наличие Si, Al, Ca, Mg, Mn, Ba, Sr, Ti, Cu, Pb, Zn, As, Mo, Ni, Co. Несомненно, что примеси Si, Al, Ti, Ca, Mg, Ba, Sr, отчасти Mn, связаны с терригенным материалом и карбонатами. Присутствие Cu, Zn и Pb логично объяснить наличием в массе конкрециеобразующего дисульфида железа тонкодисперсных механических включений халькопирита, сфалерита и галенита (для первых двух минералов это доказано микроскопическим изучением полированных шлифов). Mo тоже, видимо, соосаждается в сульфидной форме совместно с FeSO<sub>4</sub>, образуя самостоятельные тончайшие выделения (Королев, 1958; Разумная, 1957; Головко, 1960). Ni, Co, отчасти Mn, входят в качестве изоморфных примесей в пирит. Обычный для дисульфида железа As также обнаружен в единичных образцах конкреций из угля. Стяжения FeS<sub>2</sub> из углей характеризуются к тому же постоянным наличием Hg (3·10<sup>-5</sup>—3·10<sup>-4</sup>%). На концентрацию ртути в конкрециях дисульфида железа указывают и другие авторы (Карасик, Дворников, Петров, 1963).

Карбонатные образования с морской фауной. Спектральное изучение специально отобранных 15 образ-

цов смешанных и фаунистических угольных почек показало присутствие в них следующих элементов (в 10<sup>-3</sup>): Si (30—1000), Al (300—1000), Mp (3—40), Ti (8—50), Ni (0—3), Cr (0—2), Pb (0—3), Zr (0—3), Sr (10—30), Ba (3—10), V (1—3). Анализ полученных данных позволяет подметить определенное различие между содержанием ряда элементов в нормальных угольных почках, с одной стороны, и в минеральных образованиях с морской фауной,— с другой. Фаунистические угольные почки, как и участки гетерогенносмешанных стяжений с морской фауной, а также гомогенносмешанные угольные почки, отличаются от нормальных повышенным содержанием, прежде всего, Si и Al, а также присутствием Ti, в ряде случаев Zr и Cr. Носителем всех этих элементов является терригенный алеврито-глинистый материал. В действительности, как показывает изучение в шлифах, и фаунистические угольные почки и участки гетерогенносмешанных стяжений с морской фауной всегда в той или иной мере обогащены обломочным материалом (рис. 28, 33).

Кремнистые конкреции. Образцы конкреций из различных угольных пластов и различных мест имеют сходный химический состав. Их отличает чрезвычайная бедность элементами-примесями, характерная для природных выделений кремнезема. Во всех образцах постоянно присутствуют в малых количествах такие элементы, как Al, Ca, Mg, Fe. Наличие Al, видимо, связано с тонкой примесью глинистого вещества, в той или иной мере обычного для углей. Ca и Mg, частично и Fe, несомненно, связаны с карбонатами. В ряде случаев микроскопически удавалось наблюдать весьма мелкие выделения FeS<sub>2</sub>, присутствие которых обуславливает появление линий железа на спектрограммах. Наличие незначительных количеств («следы») Ti, Cu может быть связано как с органической массой (углистым материалом), так и с кремнеземом.

Подведем некоторые итоги рассмотрения угольных почек. При изучении конкреционных образований в угольных пластах установлен их разнообразный химико-минеральный состав. Главными конкрециеобразователями являются карбонаты, дисульфид железа, кремнезем. Среди карбонатных конкреций развиты кальцитовые, анкеритовые, сидеритовые. Встречаются также угольные почки смешанного карбонатно-сульфидного состава. К ним условно относим конкреции, которые по форме и характеру внутреннего строения не отличаются от более или менее чистых карбонатных угольных почек, но характеризуются относительно высоким содержанием серного колчедана (30—70%). Таким образом, по химико-минеральному составу конкрециеобразователей выделяется шесть типов конкреций в угольных пластах.

В предыдущей главе указывалось, что угольные почки обнаружены в ряде пластов угля. Отмечалось также, что уже макро-

скопически различные угольные почки (по цвету, удельному весу, внутреннему строению, характеру взаимодействия с холодной соляной кислотой и т. д.) встречаются не повсеместно, а приурочены к определенным угольным пластам. Изучение вещественного состава показало, что отдельные пласти угля характеризуются вполне определенным химико-минеральным составом содержащихся в них угольных почек. Так, пласт угля  $l_3$  во всех изученных районах включает в основном только кальцитовые конкреции. То же можно сказать и о пласте  $m_3$  (Донецко-Макеевский район и восточная часть Красноармейского). Вместе с тем в обоих названных пластах угля развиты, хотя и в подчиненном количестве, угольные почки смешанного пирит-кальцитового состава. Для них установлена следующая закономерность: количество пирита в конкрециях возрастает по мере удаления от кровли пласта.

Кальцитовые угольные почки, чистые или с небольшими примесями дисульфида железа, широко распространены и в ряде других угольных пластов различных районов Донецкого бассейна.

Угольный пласт  $l_4$  (Донецко-Макеевский район), наряду с широко развитыми кальцитовыми угольными почками, заключает в себе не менее распространенные анкеритовые. Подмечено, что кальцитовые конкреции в этом случае залегают, обычно ближе к кровле, тогда как анкеритовые располагаются в нижней части пачки угля, содержащей угольные почки. Для последних, как и для угольных почек из пластов  $l_3$  и  $m_3$ , характерны или иные количества пирита, в то время как кальцитовые (вышележащие) конкреции лишены макроскопически видимых выделений сульфидов железа. Такая ассоциация кальцитовых и анкеритовых угольных почек в одном и том же пласте выделяет пласт угля  $l_4$  в ряде других, заключающих угольные почки. К этому следует добавить, что в западной части Донецко-Макеевского района в пласте угля  $l_4$  обнаружены также смешанные и фаунистические угольные почки, что составляет специфику этого пласта. Широким площадным распространением кальцитовых угольных почек отличаются и угольные пласти  $k_8$  (Красноармейский и Алмазно-Марьевский районы),  $k_2^{\text{cp}}$  (по ряду шахт треста «Несветайантрацит»),  $l_6$  (Алмазно-Марьевский район).

Только сидеритовые конкреции развиты в пластах  $h_5^1$  (Донецко-Макеевский район) и  $h_3$ ,  $h_6$  и  $h_8$  (Чистяково-Снежнянский район). При этом в пласте  $h_5^1$  развиты крупные сидеритовые конкреции, заключающие в себе раковины пелепицопод.

Угольные пласти  $k_8$  и  $l_7$  на большом протяжении Красноармейского района,  $k_6$  и  $l_6$  — Алмазно-Марьевского района,  $k_5^1$  — Боково-Антрацитовского и Свердловского районов содержат кремнистые стяжения.

Таким образом, наличие в пласте угля кальцитовых или анкерито-кальцитовых угольных почек исключает развитие в них сидеритовых конкреций, т. е. вполне определенным образом характеризует этот пласт.

Ряд пластов угля отличается весьма примечательной ассоциацией выдержаных по простиранию карбонатных (кальцитовых) и кремнистых конкреций:  $k_8$  (Красноармейский район),  $l_3$  (Центральный и Чистяково-Снежнянский районы),  $l_6$  (Алмазно-Марьевский район).

## 2. ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЧВЫ И ПОДПОЧВЫ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

### Карбонатные конкреции и рассеянные в породах карбонаты

#### Химико-минеральный состав

Болотные отложения почвы и подпочвы угольных пластов, как правило, при опробовании соляной кислотой на холду не вскипают. Микроскопическое изучение также выявило слабое развитие в них карбонатов, преимущественно железистых. Диагностика аутигенных карбонатов в шлифах затруднена, а малые размеры их выделений и низкая частота встречаемости затрудняют применение иммерсионного метода.

Конкремионные образования — скопления аутигенных карбонатов, что позволяет применять при их изучении комплекс современных методов исследования. Для сравнительной характеристики конкремионных и рассеянных в породах карбонатов, помимо микроскопического, применялся также химический анализ солянокислой вытяжки.

Представление о химическом составе конкреций пород почвы и подпочвы можно получить из табл. 5—7. Из приведенных данных видно, что карбонаты составляют от 40 до 87% всей массы конкреций. Количество минерального нерастворимого остатка в них колеблется от 12,3 до 59,6%. Свыше половины проанализированных стяжений содержат менее 30% нерастворимого остатка.

Гигроскопическая влага в естественно-сухих конкрециях, как и в угольных почках, измеряется десятыми долями процента (среднее для желваков почвы — 0,15%, для конкреций подпочвы — 0,27%), что типично для природных карбонатных образований.

Минералого-петрографическая характеристика болотных фаций угленосных отложений Донецкого бассейна дана в работе Н. В. Логвиненко и Г. В. Карповой (1954). Болотные отложения почвы характеризуются наличием растительных остатков (корневых), каолинита, вторичного кварца, сульфидов железа,

присутствием только единичных зерен карбонатов (кальцит, железистый доломит, сидерит). Породы подпочвы отличаются наличием мелких конкреций сидерита, пелитоморфных или зернистых, неправильной формы. Таким образом, заключают авторы, первичными (сингенетическими и отчасти диагенетическими) минералами — индикаторами фациальной обстановки являются каолинит и сульфиды железа (почва угля), каолинит, сидерит (подпочва). Приуроченность аутигенных каолинита и сидерита к зоне «кучевавчиков» отмечалась и А. Н. Гейслером (1950).

Таблица 5

Химический состав карбонатных конкреций болотных отложений почвы и подпочвы угольных пластов (в %)

Химическое соединение	Почва		Подпочва	
	6/8а	5/ЮК	9/19-20	4/19-20
CaO	0,98	0,14	23,46	12,64
MgO	0,07	0,02	12,64	2,86
FeO	45,12	41,24	4,89	26,51
MnO	0,48	0,75	0,64	1,60
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	3,04	1,07	2,48
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,18	0,20	0,16
S общ	0,29	3,57	0,06	2,39
FeS <sub>2</sub>	0,56	6,70	0,12	4,47
CO <sub>2</sub>	31,30	27,83	32,90	31,56
Гигроскопическая влага	0,09	0,20	0,31	0,23
Нерастворимый остаток	19,79	26,15	23,09	21,95
Сумма	99,39	99,55	99,20	99,89
Удельный вес	3,55	3,63	2,97	3,12

Таблица 6

Химический состав карбонатных конкреций болотных отложений почвы угольных пластов (в %)

Химическое соединение	У-72	132	134	136	166	170	158
CaO	0,94	2,78	1,80	0,79	1,16	1,52	0,85
MgO	1,01	1,86	1,68	0,99	0,76	1,27	0,92
FeO	53,43	20,38	30,81	32,26	24,21	39,44	47,84
MnO	0,83	0,19	0,62	0,26	0,31	0,97	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,02	0,28	0,06	0,14	0,12	0,06	0,05
Нерастворимый остаток	16,90	55,52	42,85	40,15	47,40	25,68	14,60

Как видно из табл. 8, общая карбонатность алеврито-глинистых пород почвы и подпочвы обычно незначительна (2—5%). Наблюдаемое иногда повышение содержания карбонатов до

12—13%, видимо, связано с наличием в анализируемых образцах микроконкремционных выделений карбонатов. Для пород почвы угольных пластов характерно также явное преобладание железистого карбоната и подчиненное развитие CaCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub>. Рассеянные карбонаты в породах подпочвы можно подразделить на два типа. В одних случаях преобладает FeCO<sub>3</sub>, в других — CaCO<sub>3</sub>. Микроскопическое изучение позволяет установить в цементе пород почвы и подпочвы угольных пластов мелкие выделения высокопреломляющих железистых карбонатов и еще реже — мелкие зерна и агрегаты кальцита. Таким образом, карбонаты болотных отложений почвы и подпочвы угольных пластов — образования не только поликомпонентные, но и полиминеральные.

Таблица 7

Химический состав карбонатных конкреций болотных отложений подпочвы угольных пластов (в %)

Химическое соединение	138	172	144	168
CaO	1,10	1,00	18,27	5,61
MgO	1,23	1,63	2,83	3,75
FeO	34,20	47,34	6,03	35,20
MnO	0,74	1,06	0,28	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,06	0,24	0,09
Нерастворимый остаток	38,20	13,60	46,92	23,65

Таблица 8

Химический состав рассеянных в болотных отложениях карбонатов (в %)

Химическое соединение	Почва углей					Подпочва углей			
	У-73	133	135	137	167	139	159	145	169
CaO	0,76	0,50	0,84	0,60	0,50	0,60	0,60	1,78	0,62
MgO	0,29	0,26	0,60	0,38	0,60	0,32	0,29	1,42	1,24
FeO	2,28	0,28	6,68	2,97	1,58	2,94	0,21	4,12	2,30
MnO	0,15	0,01	0,10	0,02	0,01	0,05	0,01	0,10	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,07	0,10	0,03	0,02	0,07	0,03	0,13	0,05
CO <sub>2</sub>	2,30	0,92	5,46	2,72	2,03	2,66	0,94	5,56	3,29
Нерастворимый остаток	92,04	90,98	84,28	90,85	89,85	88,22	96,96	86,62	84,16
CaCO <sub>3</sub>	23,10	46,80	10,90	12,00	14,50	16,30	50,00	23,60	15,40
MgCO <sub>3</sub>	10,30	28,50	9,20	12,50	28,10	10,20	28,10	22,20	33,90
FeCO <sub>3</sub>	66,60	24,70	79,90	75,50	57,40	73,50	21,90	54,20	50,70
MnCO <sub>3</sub>									
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Достаточно сопоставить данные табл. 6, 7 и 8, чтобы убедиться в значительном различии между химическим составом конкреций и карбонатов цемента вмещающих их пород (четный номер образца — конкреция, близкий ему нечетный — рассеянные в породах карбонаты).

**Конкреции из отложений почвы угольных пластов.** Рассмотрение данных химического анализа конкреций почвы и подпочвы (табл. 5—7) приводит к заключению,

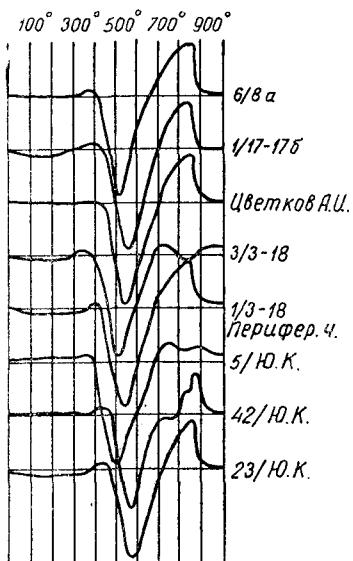


Рис. 42. Термограммы карбонатных конкреций.

что роль различных карбонатных составляющих в их сложении неодинакова. По химическому составу желваки почвы явно отличаются от конкреций подпочвы угольных пластов, хотя, как отмечалось выше, морфологически они почти не различимы. Во всех случаях в желваках главную роль играет углекислое железо. Развитие сидерита в качестве ведущего конкрециеобразователя подтверждается, помимо данных химического анализа желваков, также кристаллооптическими ( $N_0 = 1,852 - 1,860$ ) и термическими исследованиями (рис. 42, обр. 6/8а; обр. 5/Ю.К.). Удельный вес желваков почвы достигает  $3,63 \text{ г/см}^3$ , т. е. весьма близок к удельному весу чистого сидерита — 3,9. Снижение удельного веса обусловлено присутствием значительного количества легких механических примесей. К тому же сидериты всегда содержат изоморфные примеси кальция, магния, марганца. Однако в образцах желваков из почвы угольного пласта (У-72 и 170) рентгенометрически устанавливается только одна кристаллическая фаза, соответствующая обычному сидериту (табл. 39; рис. 44). Это хорошо согласуется с результатами термического анализа (рис. 47, обр. 170).

Кроме сидерита в сложении желваков почвы участвуют такие минералы.

**Каолинит.** Каолинит, встречающийся в виде агрегатов и пакетов бесцветных и прозрачных чешуек, образует цемент, местами связывающий карбонатные зерна и сгустки (рис. 43).

**Пирит.** Важным конкрециеобразующим минералом в конкрециях почвы является дисульфид железа. Он образует самостоятельные стяжения в виде конкреций в породах почвы и в зоне контакта почвы и угольного пласта или же встречается

в различных количествах в сидеритовых желваках. В последнем случае серный колчедан развит либо в виде макроскопически заметных пятнистых выделений, приуроченных к центральной или периферической части конкреций (главным образом, к находящимся в них корневым остаткам), либо в виде мельчайших зерен, рассеянных в массе карбоната и обнаруживаемых лишь под микроскопом. Крупные выделения дисульфидов железа изучались в аншлифах в отраженном свете. Во всех случаях сульфидный минерал отличался высокими твердостью и рельефом, плохой полировкой поверхности, латунно-желтым цветом и изотропностью, т. е. типичными диагностическими особенностями пирита. Марказит в карбонатных желваках почвы нами не встречен. Пятнистые крупные выделения  $\text{FeS}_2$  часто имеют радиально-волокнистое строение, но и в этом случае дисульфид железа изотропен.

**Хлорит.** Вместе с железистым карбонатом хлорит участвует в сложении желваков из почвы пластов. Распределяется он в массе конкрециеобразующего карбоната резко неравномерно, местами даже преобладает над карбонатом (рис. 45), но обычно находится в подчиненном количестве (рис. 46). Чешуйки и агрегаты чешуек-кристаллов хлорита часты и имеют веерообразное сферолитовое строение. Удлинение кристаллов положительное, угасание прямое. Минерал отличается бледным желтовато-зеленоватым цветом, относительно высоким светопреломлением  $N_g = 1,658 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,654 \pm 0,002$ , предельно низким двупреломлением  $N_g - N_p = 0,004$  (аномальная индигово-синяя интерференционная окраска), что позволяет легко отличать его от других минералов конкреций. В образцах из различных районов бассейна хлорит в основном сохраняет свои оптические особенности. По этим признакам его относят к железистым хлоритам — лептохлоритам. В качестве конкрециеобразующего минерала хлорит встречается реже, чем каолинит, и описан пока в Чистяково-Снежнянском, Несветаевском и Должанском районах.

В единичных случаях развиты карбонатно-хлоритовые конкреции (рис. 45). Железистый карбонат находится в резко подчиненном количестве в виде цемента порового типа. Агрегаты пластинчатых кристаллов хлорита образуют сгустки; сферолиты и более сложные скопления размерами от сотых до десятых долей миллиметра, иногда больше. Морфологически хлоритовые или карбонатно-хлоритовые конкреции неотличимы от собственно карбонатных, развитых в болотных отложениях почвы угольных пластов. Значительно распространен хлорит и во вмещающих конкреции породах (Логвиненко, Карпова, 1954; Логвиненко, 1957 и др.).

**Конкреции из отложений подпочвы угольных пластов.** Конкреционные образования из пород подпочвы отличаются от желваков почвы уменьшением относитель-

ного содержания карбоната железа и возрастанием количества углекислого кальция и магния (табл. 5, 7). По химико-минеральному составу их можно разделить на два типа. Первый тип характеризуется существенным преобладанием  $\text{FeCO}_3$ , второй — преобладанием  $\text{CaCO}_3$ , высоким содержанием  $\text{MgCO}_3$  и подчиненным количеством  $\text{FeCO}_3$ . Содержание  $\text{MnCO}_3$  в обоих типах

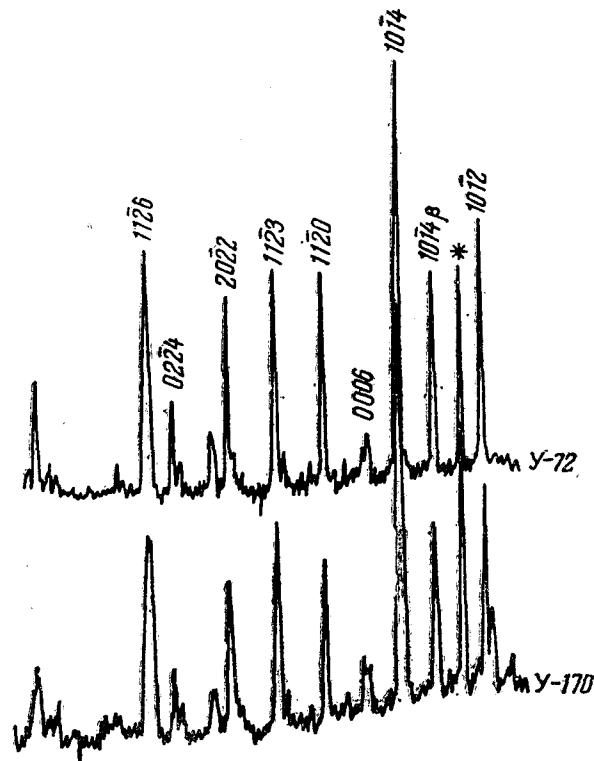


Рис. 44. Дифрактограммы железисто-карбонатных (сидеритовых) конкреций (звездочкой отмечена линия кварца).

конкремций незначительно. Сказанное хорошо иллюстрируется табл. 9, где приведены данные химических анализов конкретных образцов конкреций почвы и подпочвы, взятых на расстоянии всего лишь 0,8 м (обр. 136 и 138) и 0,7 м (обр. 170 и 144).

Минеральный состав конкреций первого типа, развитых в породах подпочвы аллювиального или лагунного первичного генезиса, характеризуется наличием сидерита и сильно железногого минерала ряда сидерит — магнезит (типа сидероплезита).

Присутствие сидероплезита доказывается, помимо результатов определения содержания  $\text{MgCO}_3$  (до 10%), иммерсионным изучением конкрециеобразующего карбоната с относительно повышенным содержанием  $\text{MgCO}_3$  ( $N_0 = 1,824 \pm 0,010$ ).

Рентгенометрическое и термическое изучение некоторых образцов конкреций подпочвы первого типа с преобладанием  $\text{FeCO}_3$ , но относительно повышенным, по сравнению с желваками почвы, содержанием  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  (табл. 38, обр. 168), выявило более сложную и в то же время стройную картину их минерального состава (табл. 40, рис. 47). Подробности изучения будут изложены ниже, в специальном разделе, посвященном вопросам изоморфизма в карбонатах. Здесь только отметим, что поликомпонентные карбонатные конкреции, подобные по составу образцу 168, представляют собой не простую смесь соответствующих простых углекислых солей, а твердые растворы этих компонентов. Вследствие изоморфного замещения железа другими ионами, в особенности ионами кальция, светопреломление карбоната существенно понижается, что было отмечено при оптическом изучении конкреций подпочвы этого типа.

#### Химический состав карбонатных конкреций болотных отложений почвы и подпочвы угольных пластов (в %)

Таблица 9

Химическое соединение	Почва (обр. 136)	Подпочва, I тип (обр. 138)	Почва (обр. 170)	Подпочва, II тип (обр. 144)
$\text{CaCO}_3$	2,50	3,20	3,80	67,00
$\text{MgCO}_3$	3,80	4,30	3,70	12,20
$\text{FeCO}_3$	93,70	92,50	92,50	20,80
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0

В конкрециях первого типа в качестве второстепенного минерала развит хлорит (лептохлорит), который не встречается в конкрециях второго типа. Удельный вес образований первого типа обычно находится в пределах 3,0—3,5. Для второго типа конкрециеобразующими минералами являются анкерит, доломит (обычно железнистый), кальцит, реже — минералы ряда сидерит — магнезит. Удельный вес конкреций колеблется около 3,0, но чаще бывает ниже. Вмещающие породы исходно собственно морского происхождения. Резкое различие химико-минерального состава конкреций почвы и конкреций второго типа подпочвы видно на примере образцов 170 и 144, термограммы которых помещены рядом (рис. 47).

Наличие анкерита, помимо микроскопического определения,

подтверждено термическим анализом (обр. 9/19—20, рис. 27). Кривая нагревания в общем характерна для доломита, но в значительной мере ожелезненного. Иными словами, она отвечает анкериту, в составе которого магний преобладает над железом, что целиком подтверждается данными химического анализа (табл. 5, обр. 9/19—20).

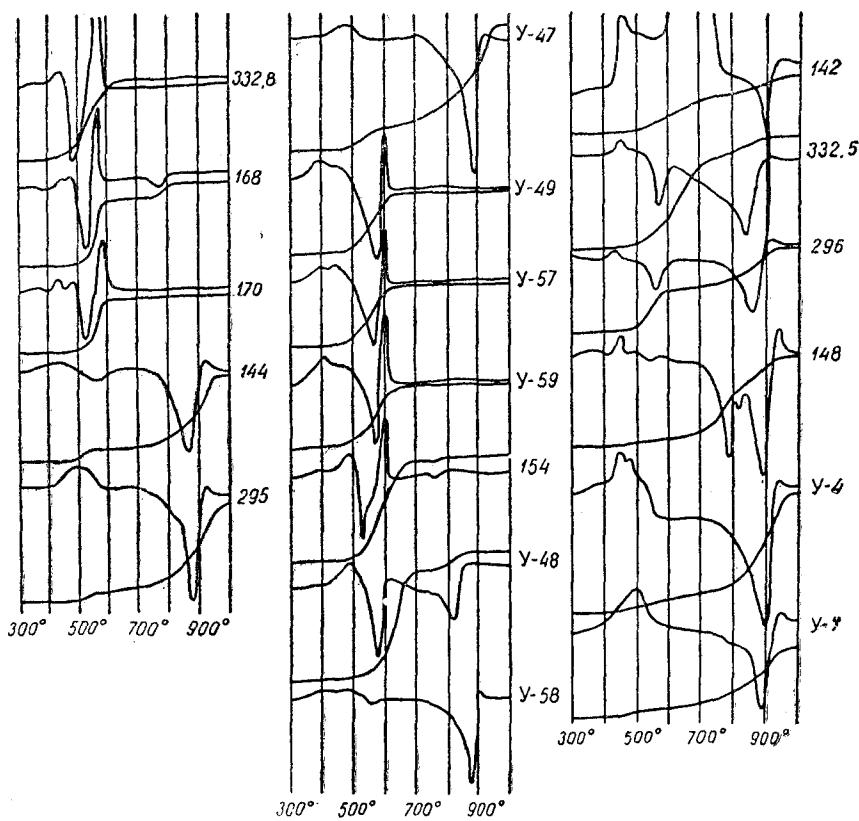


Рис. 47. Термограммы карбонатных конкреций.

### Минеральный нерастворимый остаток

В отличие от угольных почек, желваки почвы и подпочвы характеризуются относительно высоким содержанием нерастворимого в соляной кислоте остатка (12,3—59,6%). Следует отметить также различия в составе нерастворимой части конкреций. Если в угольных почках основную массу ее (по весу) составляют пирит или обугленные растительные остатки, а терригенные примеси занимают подчиненное положение, то в желваках поч-

вы и подпочвы значение терригенного материала возрастает (кварц, слюда, редкие зерна полевых шпатов). Значительную роль в нерастворимом остатке играют также аутигенные минералы (каолинит, пирит).

### Содержание фосфора

Желваки почвы, как видно из табл. 5—7, характеризуются несколько большим, чем кальцитовые и анкеритовые угольные почки, содержанием фосфора (среднее для желваков почвы — 0,12%, для конкреций подпочвы — 0,16%), явно повышенным, однако, по сравнению с сидеритовыми угольными почками. В распределении фосфора между конкрециями подпочвы первого и второго типа намечается существенное различие, которое распространяется и на другие особенности их состава. При этом карбонатные конкреции подпочвы первого типа очень напоминают желваки почвы угольных пластов (содержание  $P_2O_5$  соответственно 0,13% и 0,12%). В конкрециях подпочвы второго типа содержание фосфора выше — в среднем 0,22% (Зарницкий, 1956, 1959).

Рассмотрение данных химического анализа конкреций почвы и подпочвы не обнаруживает зависимости между содержанием закисного железа и фосфора, отмеченной в ряде случаев для угольных почек. С другой стороны, здесь также отсутствует связь между содержанием кальция и фосфора.

Сравнение среднего содержания фосфора во вмещающих породах (0,06%) со средним количеством его в конкрециях почвы и подпочвы угольного пласта показывает, что, как и угольные почки, желваки почвы и подпочвы во всех случаях характеризуются более высоким процентом фосфора, чем вмещающие породы. Однако вследствие низкого в общем содержания фосфора в конкрециях третьей группы микроскопически не удается установить минеральную форму его в карбонатных стяжениях. По аналогии с конкрециями первой группы, в которых это доказано кристаллооптически, мы предполагаем, что фосфор связан с кальцием в виде фосфата кальция.

### Малые элементы в конкрециях и вмещающих их породах

Спектроскопически в конкрециях из пород почвы и подпочвы угольных пластов установлено присутствие ряда малых элементов (Ba, Sr, Cr, Ni, Cu, V, Ti, Co, Zn, Zr). Содержание этих элементов во вмещающих породах выше, чем в заключенных в них конкрециях. Увеличение содержания таких элементов, как Ni, Co, Cu, Zn, в карбонатных конкрециях связано с наличием в последних значительного количества дисульфида железа. Конкреции второго типа из подпочвы, в составе которых преобла-

дает  $\text{CaCO}_3$ , отличаются явной концентрацией Sr, а все остальные элементы распределяются между конкрецией и породой, как в существенно Fe-карбонатных конкрециях, т. е. в зависимости от количества нерастворимого остатка.

## Минеральные новообразования

В теле конкреций почвы и подпочвы наблюдаются тонкие (большей частью микроскопические) трещины и небольшие неправильной формы полости, заполненные вторичными минералами.

1. Каолинит. Чаще других в качестве минерального новообразования в трещинах и полостях конкреций встречается бесцветный, прозрачный, без каких-либо примесей тонкочешуйчатый минерал. Морфологически и по оптическим свойствам (очень низкое двупреломление, светопреломление в пределах 1,561—1,570) он совершенно тождествен описанному в угольных почках и в самых желваках почвы каолиниту.

2. Кальцит. Из вторичных карбонатов обычно развит кальцит, который находится в трещинах в виде агрегатов зерен совместно с другими минералами.

3. Анкерит. Значительно более редок вторичный анкерит. От кальцита он отличается преимущественно правильной формой зерен, отсутствием реакции с  $\text{HCl}$ , более высоким светопреломлением ( $N_0 = 1,702$ — $1,710$ ).

4. Пирит. Присутствие мелких кристаллов и агрегатов зерен пирита в трещинах — обычное явление для желваков почвы угольного пласта. При этом пирит нацело выполняет трещинки или же встречается наряду с другими минералами.

5. Халцедон. Встречается редко в виде мелких бесцветных, прозрачных шариков, обладающих радиально-волокнистым строением, в которых при скрещенных николях наблюдается черный крест. Такие сферолитовые зерна (до 0,02—0,04 мм в поперечнике) рассредоточены среди других вторичных минералов или выстилают стенки полостей и трещин, образуя сплошную корку из плотно прижатых друг к другу недоразвитых сферолитов. Удлинение волокнистых кристаллов отрицательное, погасание — прямое. Двупреломление низкое (как у кварца).

6. Кварц. В тонких (0,02—0,10 мм) трещинках и мелких полостях конкреций развиты зерна водянисто-прозрачного кварца с нормальными оптическими свойствами. Структура выделений его аллотриоморфозернистая. Совместно с кварцем встречается ромбоэдрический кальцит, развивающийся с замещением кварца.

7. Сфалерит. В единичных случаях в желваках почвы отмечен светло-бурый с алмазным блеском и совершенной спай-

ностью минерал. Твердость его 3—3,5. Он образует кристаллики в массе каолинита, выполняющего центральную осевую часть пальцевидного цилиндрического сидеритового стяжения. В иммерсионном препарате минерал представлен остроугольными прозрачными зернами зеленовато-бурового цвета. Светопреломление исключительно высокое, оптически изотропен.

## Структурно-текстурные особенности конкреций

В результате микроскопического изучения желваков почвы и подпочвы в шлифах установлено наличие двух основных структурных разновидностей: сферолитовой и пелитоморфной. Менее характерна микро- и мелкокристаллическая структура конкреций образующих карбонатов. Наиболее типично для желваков почвы, а также для конкреций подпочвы первого типа, густковое строение карбоната. Под микроскопом при одном николе видны многочисленные агрегаты зерен (густки) буроватого карбоната, погруженные подчас в каолинитовый или лептохлоритовый кристаллический цемент. Размеры густков колеблются в значительных пределах, достигая 0,5 мм в поперечнике. Форма округлая, сфероидальная, приближающаяся к сферической. Соотношение густков и цементирующего вещества для различных частей конкреции неодинаково. Местами цемент становится базальным, занимая до 25—30% площади шлифа и более, местами — поровым или комбинированным (рис. 43, 48). Иногда цемент отсутствует; тогда карбонатные густки плотно прижаты друг к другу и вследствие этого имеют полигональные очертания (рис. 49). С другой стороны, возможно существенное преобладание лептохлорита над карбонатом. В этом случае густки первого как бы связываются карбонатным цементом, либо карбонат располагается в межзерновых пространствах. Структура таких хлоритовых конкреций густковая, сферолитовая (как и Fe-карбонатных).

Дисульфиды железа приурочены к карбонатным густкам или цементу и почти совершенно отсутствуют среди каолинитового или лептохлоритового цемента (рис. 48).

Внутреннее строение карбонатных густков неоднородно: концентрически-зональное и радиально-волокнистое (рис. 43, 49). Под микроскопом по структуре различаются четыре разновидности густков (Зарицкий, 1956а, 1959). Иногда в центральной части их наблюдаются два или три пелитоморфных ядра, которые облекаются общими радиально-волокнистыми и пелитоморфными концентрами. В отличие от карбонатных густков, агрегаты железистого хлорита всегда яснокристаллические, не имеют концентрического строения или же оно плохо выражено. Для них типична веерообразная, сноповидная и радиально-воло-

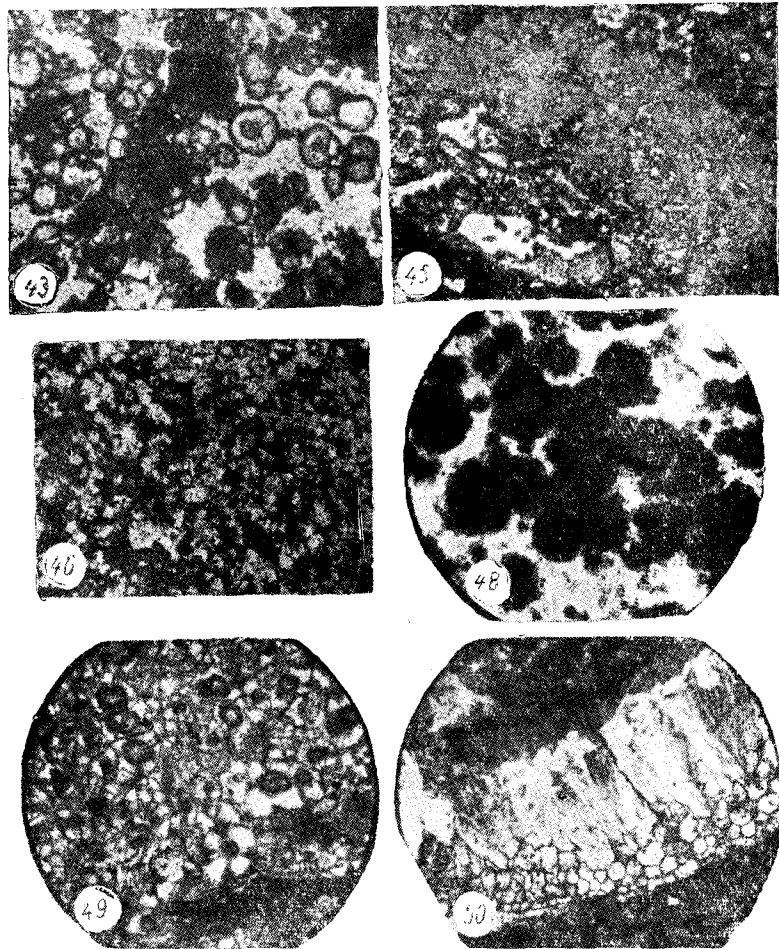


Рис. 43. Каолинит (светлое) в виде базального цемента в конкрециях из пород почвы угольного пласта. Сидерит в виде сферолитов. При одном николе. Увеличение 100. Рис. 45. Конкремцеобразующий хлорит в карбонатно-хлоритовых конкрециях. При одном николе. Увеличение 100. Рис. 46. Зерна хлорита (темное) в массе карбонатов (светлое) в конкрециях из болотных отложений. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 48. Концентрическое строение карбонатно-сульфидных сгустков в конкрециях болотных отложений почвы угольных пластов (Белое — каолинит). При одном николе. Увеличение 250. Рис. 49. Полигональные очертания концентрически-зональной и сферолитовой. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 50. Хорошая сохранность клеточного строения корневых остатков в желваках из болотных отложений. Николи скрещены. Увеличение 37,5.

книстая структура. Такие агрегаты, как правило, не заключают в себе посторонних примесей. Даже обломочный материал всегда располагается в пространстве между сгустками хлорита. Поскольку зерна и агрегаты лептохлоритов расположены свободно в массе карбонатов либо цементируются карбонатом, можно предположить, что они образовались раньше пелитоморфного железистого карбоната. О том же свидетельствует относительный идиоморфизм зерен железистого хлорита по сравнению с карбонатом.

Нередко в желваках почвы, обычно в центральной их части, находятся обугленные, частично пиритизированные растительные (корневые) остатки. В таких случаях желваки обладают концентрически-зональным сложением с преимущественным развитием карбонатов в периферической части и концентрацией каолинита внутри корневого остатка и вблизи его. Здесь же в массе каолинита, играющего роль цемента (базального), рассеяны сферолиты сидерита.

Иногда по сохранности строения растительных тканей желваки почвы не уступают угольным почкам (рис. 50).

Для желваков подпочвы второго типа сферолитовое строение менее характерно. В большинстве случаев они обладают однородным пелитоморфным или микрокристаллическим строением конкрецеобразующих карбонатов.

#### Конкреции дисульфида железа

Дисульфиды железа в породах почвы и подпочвы пластов угля встречаются в значительном количестве не только в виде отдельных зерен, рассеянных в массе породы, первичных или вторичных включений в карбонатных конкрециях, но и как самостоятельные стяжения, приуроченные отчасти к зоне контакта угля и почвы, но большей частью развитые непосредственно в породах почвы, наряду с карбонатными конкрециями или при отсутствии последних (Зарицкий, 1956, 1959, 1961, 1962). Сульфидные стяжения изучались в аншлифах в отраженном свете. Как и в конкрециях из углей, главным и единственным конкрециобразователем сульфидных желваков почвы во всех случаях оказался пирит. Ему свойственно микрокристаллическое, иногда радиально-волокнистое (для периферических частей конкреций) строение. Кроме пирита, составляющего более 90% всей массы желвака, здесь присутствует терригенный материал и углистое вещество.

Наряду с типичными для пород почвы угольного пласта желваками  $FeS_2$  встречаются псевдоморфозы последнего по корневым остаткам трубчатого строения. Центральная часть их заполнена каолинитом, а периферическую, относительно тонкую

(1—2 мм) часть слагает дисульфид железа. Такие фитоморфозы очень напоминают трубчатые конкреции из Днепровского буроугольного бассейна, развитые как в буром угле, так и в прослоях породы в угле (Зарицкий, 1962а, 1962б, 1963в). Рентгенометрическое изучение показало, что наряду с пиритом в образце имеется и ромбическая модификация  $\text{FeS}_2$  (табл. 10, обр. У-74). О присутствии марказита в качестве конкрециеобразователя свидетельствует наличие ряда его линий на рентгенограмме: 3,418; 2,324; 1,752; 1,685 и 1,663 кХ. Судя по интенсивности линий ромбическая модификация  $\text{FeS}_3$  находится в подчиненном количестве.

Таблица 10

Рентгенограммы конкреций дисульфида железа из болотных и лагунно-болотных отложений (условия съемки: 25 кВ, 5 мА, Fe-антикатод, дифрактометр УРС-50И)

№ образца	У-74		11		Пирит (Михеев, 1957)		Марказит (Михеев, 1957)	
	<i>hkl</i>	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$	<i>I</i>
111	2	3,418		1	3,105	2	3,102	2
200 $\beta$	2	3,109	(2,966)	2	(2,976)	2	(2,973)	(2,973)
200	10	2,695		9	2,704	8	2,696	10
210 $\beta$	1	(2,664)		2	(2,663)	2	(2,664)	—
210	1	(2,535)		1	(2,545)	—	—	(2,552)
210	5	2,410		6	2,413	8	2,417	8
210	2	2,324		5	2,310	—	—	2,314
211	6	2,203		5	2,203	7	2,206	—
220 $\beta$	1	(2,102)		1	(2,104)	1	(2,106)	—
220	1	(1,932)		1	(1,934)	—	—	—
220	6	1,907		4	1,906	6	1,908	6
311 $\beta$ ; 221	2	1,795		1	1,796	4	1,796	—
300	3	1,752		6	1,754	—	—	10
321 $\beta$	1	1,685		1	1,714	—	—	2
311	1	1,663		1	1,688	—	—	1,720
311	8	1,627		5	1,628	10	1,629	—
322 $\beta$	2	(1,591)		3	(1,590)	—	—	3
222	—	—	—	1	1,557	3	1,560	—
230	—	—	—	1	(1,512)	—	—	1
	—	—	—	2	1,498	4	1,498	3
	—	—	—	—	—	—	—	1,499

Примечание. Символы отражающих плоских сеток приведены только для пирита.

Спектроскопически в стяжениях  $\text{FeS}_2$  установлено присутствие Si, Al, Ca, Mg, V, Cr, Ti, Zr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Mo, Ba.

Сравнительное изучение содержания ряда элементов в сульфидных конкрециях из пород почвы и из углей позволяет заметить, что содержание Si, Al, Ca, Mg, Ti заметно увеличивается в желваках  $\text{FeS}_2$  из почвы угольных пластов. Появляются, хотя и в весьма малых количествах, отсутствующие в конкрециях из углей элементы: V, Cr. Совершенно естественно постоянное и в большем количестве присутствие Ti и Zr. Наличие последних четырех элементов несомненно связано с терригенными примесями.

Таким образом, анализ структурно-текстурных особенностей и химико-минерального состава конкреций почвы и подпочвы угля подтверждает правильность выделения их в отдельную группу на основании присущих им морфологических особенностей и условий залегания (гл. II). Для большинства желваков почвы и подпочвы характерно сферолитовое строение с неоднородной микроструктурой сферолитов и наличием некарбонатного цемента базального, порового или комбинированного типа, что отличает их от конкреций других групп. По содержанию фосфора, по количеству и характеру нерастворимого остатка конкреции этой группы также отличаются от угольных почек и, как увидим дальше, от конкреций первой группы.

Распространены преимущественно карбонатные конкреции; сульфидные встречаются в подчиненном количестве, карбонатно-сульфидные — спорадически.

Сравнивая полученные результаты изучения конкреций почвы и подпочвы с имеющимися в литературе данными, относящимися к другим угольным бассейнам, можно сделать ряд выводов. Желваки почвы (карбонатные) по своему составу близки к конкрециям почвы и подпочвы типа Г, выделяемого З. В. Тимофеевой (1955, 1956), хотя в нашем случае конкреции сложены практически нацело углекислым железом, т. е. являются сидеритовыми.

Тот же автор считает «главным конкрециеобразующим минералом брейнерит», так как, по ее данным, количество  $\text{MgCO}_3$  в конкрециях типа Г составляет в среднем 7,6%. Нами же, как это видно из табл. 5—7, в большинстве случаев в желваках почвы отмечались лишь следы магния, а в среднем — 3,26%  $\text{MgCO}_3$ .

Следует отметить также, что З. В. Тимофеева вообще отрицает присутствие в конкрециях из вмещающих угли пород сидерита в качестве конкрециеобразователя. Приведенные выше данные с достаточной убедительностью свидетельствуют о сидеритовом составе желваков почвы.

Данные химического анализа желваков из пород почвы Кузбасса (Яблоков, 1951), обнаруживают сходство их с конкрециями почвы и подпочвы Донецкого бассейна.

### 3. ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРЕХОДНЫХ И МОРСКИХ ФАЦИЙ

#### Карбонатные диагенетические образования

##### Химико-минеральный состав

При выяснении вещественного состава конкреций, составляющих первую группу, как и при изучении конкреций других групп, много внимания было уделено химическим анализам. Производилось также сравнительное изучение химико-минерального состава конкреций и вмещающих пород методами химического и спектрального анализов. Исследование химического состава конкреций, проведенное на большом числе образцов из среднекаменноугольных угленосных отложений, обнаружило их преимущественно карбонатный состав. На долю карбонатов приходится от 20 до 90% всей массы конкреций. В растворимую в соляной кислоте часть конкреций кроме карбонатов входят также магнезиально-железистые силикаты (лептохлориты) — обычно от 0 до 2,5%.

Главная роль среди карбонатных составляющих принадлежит либо  $\text{FeCO}_3$ , либо  $\text{CaCO}_3$ . Содержание  $\text{MgCO}_3$  колеблется от единиц процентов до 25—30%, но обычно не превышает 10—15%.  $\text{MnCO}_3$  присутствует в виде небольшой примеси, лишь изредка достигая 2,5%. В этом отношении описываемые конкреции в целом весьма близки к конкрециям из вмещающих угли пород различных угольных бассейнов (Македонов, 1954, 1957 и др.; Колотухина, 1949; Stopes, Watson, 1909 и др.).

Соотношение ведущих карбонатных компонентов в конкрециях первой группы варьирует в значительных пределах. Преобладание одного из них ( $\text{FeCO}_3$  или  $\text{CaCO}_3$ ) зависит от того, при надлежат ли конкреции к отложениям переходных или морских фаций.

Рассеянные карбонаты и конкреции из отложений переходной группы фаций. Очень часто непосредственную кровлю угольных пластов образуют тонкозернистые горизонтально-слоистые породы с обилием обугленных растительных остатков. Иногда одновременно с растительными остатками или отпечатками встречаются раковины или ядра выполнения солоноватоводных организмов (антракозид). Накопление такого рода отложений происходило в периферической части болот, примыкавших к прибрежным частям лагун-заливов. В вертикальном разрезе лагунно-болотные отложения могут неоднократно чередоваться с отложениями болотных фаций. В них развиты конкреции, в составе которых роль  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  весьма ограничена, тогда как на долю угле-

кислого железа приходится до 90% всей массы карбонатов конкреций (табл. 11). В девяти других стяжениях установлены следующие пределы колебания карбонатных компонентов:  $\text{FeCO}_3$  — 84,04—95,64%;  $\text{CaCO}_3$  — 2,20—6,92%;  $\text{MgCO}_3$  — 1,93—7,81%;  $\text{MnCO}_3$  — 1,28—4,06%.

Основным конкрециеобразователем является сидерит. Помимо данных химического анализа, наличие сидерита подтверждено термическими исследованиями образцов конкреций из 100° 300° 500° 700° 900° лагунно-болотных отложений. Примером могут служить термограммы 1/17-17-бис и 23/ЮК (рис. 42), 170 и 332,8 (рис. 47).

Определенный методом В. Б. Татарского (1955) показатель преломления вещества конкреций всегда выше 1,85. Такой показатель для обыкновенной волны соответствует сидериту с примесями других карбонатных составляющих (в частности, Ca и Mg), снижающими светопреломление. Удельный вес конкреций достигает 3,41.

При относительно повышенном содержании  $\text{MgCO}_3$  (до 30%) главным конкрециеобразователем является магнезиально-железистый карбонат ряда сидерит — магнезит. Показатель преломления для обыкновенной волны близок к  $1,824 \pm 0,010$ . Однако он соответствует лишь минералам ряда сидерит — магнезит, причем тем его членам, в составе которых железо резко преобладает над магнием. При этом нужно иметь в виду, что примесь изоморфного Ca в таких конкрециях существенно снижает светопреломление конкрециеобразующего карбоната. В полном соответствии с этим находятся и результаты термического анализа (обр. 8/ЮК, рис. 51). Это в основном типичная кривая нагревания для магнезиально-железистого карбоната, загрязненного примесями. В целях сравнения приводим кривую нагрева-

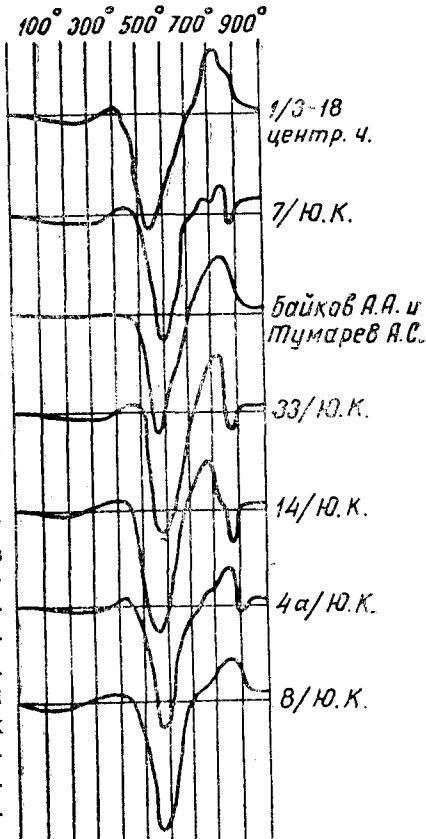


Рис. 51. Термограммы карбонатных конкреций.

ния сидероплазита, заимствованную из работы А. А. Байкова и А. С. Тумарева (1937) (рис. 51). Удельный вес рассматриваемых конкреций всегда выше 3,0.

Таким образом, по химико-минеральному составу конкреции из переходных отложений непосредственной кровли угольного пласта, характеризующихся лагунно-болотными условиями осадкоакопления, весьма напоминают желваки пород почвы, также непосредственно подстилающих угольные пласты и связанных с болотной обстановкой накопления осадков. В ряде случаев это сходство подтверждается также наличием железистых хлоритов, которые описаны в желваках почвы и подпочвы первого типа.

Вверх по разрезу лагунно-болотные отложения обычно смешиваются отложениями, образование которых происходило на дне мелководных лагун и заливов, имеющих ограниченную связь с открытым морским бассейном. Растительные остатки мелкие, плохой сохранности, чаще детрит. Фауна опресненных водоемов. В лагунно-заливных отложениях развиты конкреции, в составе которых ведущая роль все еще принадлежит  $\text{FeCO}_3$ , но содержание  $\text{MgCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$  заметно возрастает (табл. 11). Химический анализ других 14 образцов конкреций установил такие пределы, в которых колеблется содержание отдельных карбонатных составляющих:  $\text{CaCO}_3$  — 5,16—29,89;  $\text{MgCO}_3$  — 4,21—17,81;  $\text{FeCO}_3$  — 61,81—85,63;  $\text{MnCO}_3$  — 0,09—4,03%. Нерастворимый остаток составляет от 16,44 до 47,65%.

В связи с изменением соотношения карбонатных составляющих в конкрециях из лагунно-заливных отложений роль сидерита как конкрециеобразующего минерала падает. Наиболее распространенным конкрециеобразователем становится магнезиально-железистый карбонат с отношением  $\text{FeCO}_3$  к  $\text{MgCO}_3$ , всегда большим единицы. Присутствие минералов ряда сидерит-магнетит подтверждается иммерсионным изучением — показатель преломления  $N_0 = 1,814 \pm 0,010$ ; определением удельного веса — 3,2—3,4; термическим анализом (обр. 42/ЮК рис. 42; 4а/ЮК и 1/3—18 рис. 51; образцы У-49, У-57, У-59, рис. 47). В большинстве случаев конкрециеобразователем является сидероплазит, содержащий изоморфную примесь Са и Мп.

Вместе с тем для конкреций с высоким содержанием  $\text{FeCO}_3$  главным конкрециеобразователем остается сидерит. Примеры этого встречаются неоднократно. Так, в образце 1/3—18 (табл. 11) периферическая часть почти на 96% состоит из  $\text{FeCO}_3$ . Показатель преломления конкрециеобразующего карбоната  $N_0 = 1,854$ , удельный вес — 3,5. Термическое изучение определенно указывает на сидеритовый состав конкреции (обр. 1/3—18, периферическая часть, рис. 42).

Третийм распространенным конкрециеобразующим минералом является анкерит, присутствие которого отмечено и термическим

анализом, и микроскопическим изучением (обр. 4а/ЮК, рис. 51, обр. 42/ЮК, рис. 42). Указанные термограммы представляют собой последовательную запись диссоциации магнезиально-железистого карбоната (соответствующие максимумы 580 и 570°) и распада анкерита. Определение показателей преломления показывает, что отношение  $\text{Fe} : \text{Mg}$  варьирует, но наиболее типичны для данных конкреций анкериты с преобладанием магния над железом ( $N_0 = 1,702$ —1,717).

Таблица 11  
Химический состав конкреций из отложений переходных фаций (в %)

Химические соединения	Лагунно-болотные			Лагунно-заливные			
	8/ЮК	1/17—176	23/ЮК	1/3-18 Центр. ч.	1/3-18 Периф. ч.	4а/ЮК	42/ЮК
CaO	3,37	2,11	2,39	3,09	0,84	6,32	5,30
MgO	3,37	0,41	1,05	13,75	0,93	2,48	4,28
FeO	37,28	30,60	39,08	26,44	45,91	25,72	40,30
MnO	0,75	1,28	0,85	1,17	1,37	1,28	1,60
$\text{R}_2\text{O}_3$	1,46	—	2,97	5,40	0,52	4,17	0,46
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,45	0,54	0,69	2,97	0,71	3,44	0,66
Собщ.	0,12	0,21	0,30	0,15	0,16	1,87	0,36
$\text{FeS}_2$	0,22	0,39	0,56	0,27	0,30	3,51	0,68
$\text{CO}_2$	28,66	24,18	26,90	27,27	31,26	23,60	33,10
Гигроскопическая влага	0,43	0,50	0,39	0,31	0,18	0,55	0,31
Нерастворимый остаток (с $\text{FeS}_2$ )	23,37	39,21	24,66	18,93	16,87	33,03	12,76
Сумма	99,14	98,83	98,98	99,83	98,59	100,59	98,97
Удельный вес	3,29	3,37	3,41	2,93	3,50	3,24	—
$\text{CaCO}_3$	6,89	4,76	4,32	—	—	7,61	9,64
$\text{MgCO}_3$	9,45	1,55	3,16	36,48	2,48	9,81	8,35
$\text{FeCO}_3$	82,03	89,93	90,84	60,52	94,66	79,22	78,84
$\text{MnCO}_3$	1,63	3,75	1,97	3,00	2,86	3,31	3,14
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Сульфиды железа представлены и в конкрециях этого типа. Пирит развит по органическим остаткам (животным и растительным) или же в тонкорассеянном состоянии находится в массе конкрециеобразующих карбонатов. Кроме того, в породах встречаются самостоятельные выделения  $\text{FeS}_2$  в виде желваков, линз и мелких агрегатов зерен.

Описываемые конкреции сложены часто не одним, а несколькими минералами. В конкрециях, состоящих в основном из сидероплазита, наблюдаются иногда микроскопические комочковид-

ные выделения анкерита или сидерита. Однако наиболее часто отдельные части концентрически-зональных конкреций характеризуются преобладанием определенных минералов, точнее, мономинеральностью. Так, широко развитые в кровле пласта угля  $h_2$  (Донецко-Макеевский район) конкреции обладают концентрическим строением с обособлением ядра и периферической оболочки, различающихся макроскопически (по цвету, строению, сложению). Всестороннее изучение показало, что эти части конкреций отличаются и химико-минеральным составом. Периферическую оболочку слагает тонкозернистый однородный сидерит. Центральная часть — ядро конкреции — сложена практически нацело магнезиально-железистым карбонатом типа сидероплешита с изоморфными примесями Са и Мп.

Сравнительный химический анализ карбонатных конкреций и рассеянных карбонатов вмещающих их пород показывает, что на фоне общего сходства имеются и существенные различия в соотношении отдельных карбонатных составляющих (см. табл. 12).

**Рассеянные карбонаты и конкреции отложений морских фаций.** Морские тонкозернистые отложения обычно залегают над угольными пластами, образуя трансгрессивную часть цикла осадконакопления. Образовались они в условиях мелкого моря с нормальной соленостью. Для них характерна тесная связь с известняками, хорошая сортировка материала, тонкая горизонтальная слоистость. Растительные остатки обычно отсутствуют.

Среди широко развитых в морских отложениях конкреционных образований по химико-минеральному составу можно выделить два типа. При этом следует учесть, что конкреции из относительно мелководных прибрежно-морских отложений с преобладанием фауны пелеципод по химическому составу и соотношениям карбонатных компонентов мало чем отличаются от рассмотренных только что конкреций из лагунно-заливных отложений. Сравнение их химического состава (табл. 11, 12 и 13, 14) заставляет прийти именно к такому заключению. То же можно сказать и о составе конкрециеобразующих минералов. В конкрециях прибрежно-морских отложений также играют основную роль магнезиально-железистые карбонатные минералы с различным соотношением железа и магния — типа сидероплешита и пистомезита, а также кальциомагниосидерит и магниокальциосидерит (Зарицкий, 1964г, 1965а). В описываемых конкрециях несколько большую роль, по сравнению с предыдущим типом конкреций, играет углекислый кальций. Иногда в шлифе удается наблюдать рассеянные в массе конкрециеобразующего карбоната правильные ромбоэдрические зерна и агрегаты анкерита.

Термическое изучение подтверждает наличие этих минералов в составе конкреций. Кривые нагревания образцов 7/ЮК, 14/ЮК и 33/ЮК (рис. 51), а также У-48, 296, 168, 154 (рис. 47), представляют собой последовательную запись диссоциации магнезиально-железистого карбоната и анкерита.

Таблица 12  
Соотношение карбонатных компонентов в конкрециях — К и карбонатах, рассеянных в породах — Вм. п (в %)

Химическое соединение	У-49		У-57		У-59		У-117	
	К	Вм. п						
CaCO <sub>3</sub>	7,50	11,40	6,60	7,50	6,80	9,20	8,56	16,08
MgCO <sub>3</sub>	22,50	30,10	19,20	35,40	19,60	34,20	7,36	33,37
FeCO <sub>3</sub>	71,00	58,50	75,20	57,10	73,60	56,60	83,90	50,55
MnCO <sub>3</sub>								
<b>Сумма</b>	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

(Продолжение табл. 12)

Химическое соединение	У-108		У-121		У-164		У-87	
	К	Вм. п						
CaCO <sub>3</sub>	9,54	20,86	8,43	12,84	3,20	5,00	9,60	15,90
MgCO <sub>3</sub>	8,14	12,37	13,79	36,80	16,80	28,00	16,70	28,70
FeCO <sub>3</sub>	82,32	67,74	77,86	51,50	80,00	67,00	73,70	55,40
MnCO <sub>3</sub>								
<b>Сумма</b>	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Распределение в теле конкреций карбонатных минералов, в разной мере обогащенных закисным железом, очень хорошо видно при больших увеличениях в окрашенных 1-процентным раствором красной кровяной соли шлифах. В плотной микрокристаллической равномернозернистой массе магнезиально-железистого карбоната рассеяны многочисленные (15—20%) окрашенные в светло-синий цвет неправильной формы звездчатые зерна анкерита. Местами анкерит образует скопления зерен, но основная масса их распределется более или менее равномерно в теле конкреций.

Обычный минерал в конкрециях этого типа — пирит. Чаще всего он развит по заключенным внутри конкреций органическим остаткам, но встречаются и самостоятельные выделения его, тяготеющие к центральным частям конкреционных тел.

Отличительной особенностью конкреций из собственно морских отложений является резкое преобладание в их составе

Таблица 13

Химический состав конкреций из морских отложений (в %)

Химические соединения	Прибрежно-морские				Собственно морские			
	7/ЮК	14/ЮК	32/ЮК	33/ЮК	Цент- раль- ная часть	Перифе- рическая часть	4/№ 1	7/КМ
CaO	7,87	7,44	10,39	8,71	28,51	41,44	37,64	38,62
MgO	4,76	8,49	2,86	5,23	12,82	1,41	0,58	3,89
FeO	22,13	32,04	18,68	29,74	6,04	1,22	2,70	1,80
MnO	1,07	0,91	1,01	0,91	0,85	0,43	2,06	0,70
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,79	1,93	0,47	1,52	0,35	1,36	1,17	0,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,36	1,61	1,87	2,23	0,44	0,44	0,33	0,79
Sобщ	0,33	0,68	2,13	0,36	1,75	2,90	2,12	1,44
FeS <sub>2</sub>	0,61	1,29	3,99	0,67	3,27	5,44	5,44	2,71
CO <sub>2</sub> карб	26,84	29,27	22,28	27,28	40,50	36,60	35,13	36,33
Гигроскопическая влага	0,50	0,35	0,47	0,37	0,37	0,18	0,28	0,29
Нерастворимый остаток (с FeS <sub>2</sub> )	34,65	17,31	40,65	21,44	10,55	17,38	20,15	16,33
Сумма	99,97	99,35	98,69	97,33	100,43	100,46	100,04	99,41
Удельный вес	—	—	—	3,26	2,96	2,92	2,78	2,77
CaCO <sub>3</sub>	21,73	13,55	27,63	16,09	55,42	92,89	88,80	89,07
MgCO <sub>3</sub>	16,40	18,04	11,31	12,41	30,90	3,74	1,55	7,86
FeCO <sub>3</sub>	58,84	66,19	57,05	69,09	11,96	2,49	5,51	1,72
MnCO <sub>3</sub>	2,85	2,22	3,98	2,39	1,72	0,87	4,14	1,43
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

углекислого кальция (до 93%). Содержание MgCO<sub>3</sub> и FeCO<sub>3</sub> колеблется, но обычно не превышает 25—30% с преобладанием одного из них. MnCO<sub>3</sub> присутствует во всех случаях, но количество его незначительно (до 3%). Результаты изучения химического состава конкреций приведены в табл. 13, 15, 16.

Таблица 14  
Химический состав конкреций из морских отложений (в %)

Химические соединения	31б/ЮК			
	центр- альная часть	перифе- рическая часть	15/8a	16/8a
CaCO <sub>3</sub>	4,50	3,87	10,37	15,73
MgCO <sub>3</sub>	7,12	6,05	15,17	5,57
FeCO <sub>3</sub>	88,35	90,30	73,05	77,30
MnCO <sub>3</sub>	—	—	1,46	1,46
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0
Нерастворимый остаток	23,30	27,90	13,27	17,15
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0
Нерастворимый остаток	9,01	14,61	21,78	28,90

Химические соединения	31а/ЮК			
	центр- альная часть	перифе- рическая часть	15/8a	16/8a
CaCO <sub>3</sub>	187/P+	38/P+	261/P+	232/P+
MgCO <sub>3</sub>	29,75	20,05	32,35	8,22
FeCO <sub>3</sub>	8,24	13,08	8,38	8,55
MnCO <sub>3</sub>	60,70	66,20	57,50	91,50
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0
Нерастворимый остаток	9,01	14,61	21,78	28,90

Примечание. Крестиком отмечены химические анализы, переданные нам Кабинетом геологии угля ИГН АН СССР.

Уже данные химического анализа дают основание предполагать, что среди карбонатных минералов ведущая роль принадлежит кальциту. Удельный вес конкреций из собственно морских отложений, как правило, меньше 3,0, снижаясь до 2,7—2,8. Микроскопическое изучение (в иммерсионных препаратах) также обнаруживает широкое развитие в конкрециях минерала со свето-преломлением, соответствующим кальциту. Термические исследования полностью подтверждают оптические определения

(обр. 4/№ 1, периферическая часть, рис. 27). Аналогичные термограммы характерны и для других конкреций (образцы 144; 295; У-47; У-58; 142; У-4; У-7, рис. 47). Следует отметить, что чисто кальцитовые конкреции в отложениях кровли практически отсутствуют. Химический анализ всегда фиксирует присутствие Mg, Fe, Mn. Поэтому либо часть  $\text{CaCO}_3$  образует с другими карбонатными компонентами двойную соль — доломит, анкерит, либо ионы Fe, Mg и Mn входят в небольших количествах изоморфно в решетку кальцита (Зарицкий, 1964д, 1965а).

Таблица 15

Химический состав конкреций из морских отложений (в %)

Химические соединения	15a/8a	15b/8a	15/8a	16a/8a	28/8a	29/P	224/P
$\text{CaCO}_3$	68,42	76,55	86,30	77,47	71,58	42,91	60,94
$\text{MgCO}_3$	25,34	13,45	0,89	5,74	14,02	20,58	6,17
$\text{FeCO}_3$	6,06	9,35	12,04	16,05	13,78	34,86	32,11
$\text{MnCO}_3$	0,17	0,66	0,72	0,68	0,67	1,65	0,78
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Нерастворимый остаток	13,27	64,43	76,21	68,20	26,55	22,50	46,50

Вторым конкрециеобразователем является анкерит. Присутствие его устанавливается на основании следующих данных: в ряде случаев вещество конкреций или отдельных их частей не реагирует с холодной разбавленной соляной кислотой; удельный вес таких конкреций близок к 3,0; химический анализ обнаруживает сложный состав карбонатных компонентов с преобладанием углекислого кальция, относительно высоким содержанием  $\text{MgCO}_3$  и значительным количеством  $\text{FeCO}_3$  (табл. 13, обр. 4/1, центральная часть); микроскопическое изучение этих конкреций в иммерсионных препаратах устанавливает наличие минерала конкрециеобразователя с показателем преломления для обыкновенной волны  $N_0 = 1,698—1,702$ , реже — 1,705—1,710, что соответствует анкериту; кривая нагревания (обр. 4/№ 1, центральная часть, рис. 27) характеризует типичный анкерит, правда, с несколько повышенным содержанием  $\text{CaCO}_3$ .

Интересно отметить, что многие авторы указывают также на развитие в осадочных породах различного возраста обычно слабожелезистого анкерита, характеризующегося невысоким светопреломлением:  $N_0 = 1,698—1,710$ , чаще всего  $N_0 = 1,702—1,706$  (Коссовская, 1962; Коперина, Тимофеева, 1959; Тимофеева, Кузнецова, 1964),  $N_0 = 1,692—1,702$  (Пряхина, 1958),  $N_0 = 1,697—1,711$  (Македонов, Цветков, 1957), иногда и того ниже:  $N_0 = 1,684—1,694$  (Виталь, 1959), т. е. речь идет, очевидно, о слабо-

железистом доломите. Английские исследователи (Hawkes, Smith, 1935; Dunham, 1948) также описывают в угленосных отложениях анкериты с  $N_0 = 1,680—1,710$ . Анкериты из трещин сокращения конкреций-септариев бассейна Кладно (Чехословакия) тоже относятся к богатым магнием (Касраг, 1939). Согласно Дж. Дэна и др. (1953), минерал с преобладанием магния над железом следует считать железистым доломитом, а при обратном соотношении — анкеритом. По А. Г. Бетехтину (1950), все это анкериты, даже при соотношении  $\text{Fe} : \text{Mg} = 1 : 4$ . В. Б. Татарский (1955) также называет анкеритами минералы изоморфного ряда доломит — ферродоломит. Кроме того, существует мнение, что у нормальных анкеритов отношение  $\text{MgCO}_3 : (\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3) = 1 : 1$ ; если же это отношение 2 : 1, то минерал представляет собой параанкерит (Теодорович, Шведова, 1960).

В табл. 16 приведены результаты химического анализа солянокислой вытяжки из пород морских фаций и заключенных в них конкреций. Из этих данных легко видеть существенное различие между соотношением карбонатных компонентов в конкрециях, по сравнению с рассеянными карбонатами вмещающих пород.

Таблица 16  
Соотношение карбонатных компонентов в конкрециях — К и карбонатах, рассеянных в породах, — Вм. п (в %)

Химические соединения	148		142		156		У-4	
	К	Вм. п						
$\text{CaCO}_3$	55,10	68,00	67,20	22,70	58,30	23,60	87,00	17,90
$\text{MgCO}_3$	35,70	24,30	9,30	29,50	15,40	22,20	5,00	21,20
$\text{FeCO}_3$	9,20	7,70	24,50	47,80	26,30	54,20	8,00	60,90
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

(Продолжение табл. 16)

Химические соединения	У-47		У-1		У-7		У-23	
	К	Вм. п						
$\text{CaCO}_3$	49,80	11,10	56,30	16,20	53,50	14,20	49,90	16,50
$\text{MgCO}_3$	28,70	30,90	34,60	18,90	34,40	23,30	33,40	39,50
$\text{FeCO}_3$	21,50	58,00	9,10	64,90	12,10	62,50	16,70	44,00
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

(Продолжение табл. 16)

Химические соединения	У-48		У-70		160		162	
	К	Вм. п						
CaCO <sub>3</sub>	24,50	16,40	28,10	16,40	27,90	16,10	7,30	17,60
MgCO <sub>3</sub>	10,40	26,30	4,50	25,30	2,50	30,20	19,30	24,80
FeCO <sub>3</sub>	65,10	57,30	67,40	58,30	69,60	52,70	73,40	57,60
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Карбонатные конкреции из отложений верхнего карбона. Диагенетическое минералообразование в отложениях верхнего карбона Донецкого бассейна до последнего времени не изучалось. Имеются лишь некоторые сведения об аутигенных минералах песчано-глинистых пород араукаритовой свиты (Карпова, 1957), а также о составе карбонатных конкреций свиты С<sub>3</sub><sup>1</sup> Алмазно-Марьевского района (Кучеренко, 1968). В последние годы нами собран и изучен значительный материал по конкрециям верхнекаменноугольных отложений различных районов бассейна (Зарицкий, 1966г, 1967б и др.).

Конкреции из отложений нижней свиты (С<sub>3</sub>) верхнего карбона близки по условиям залегания, форме, размерам и вещественному составу к конкрециям из пород среднего карбона (см. данные 19 анализов в табл. 17).

Таблица 17

Пределы колебания содержания отдельных компонентов в конкрециях из пород различных фаций свиты С<sub>3</sub><sup>1</sup> (в %)

Компонент	Болотные	Переходные	Морские
CaO	1,24—1,44	1,67—10,04	3,35—35,73
MgO	1,93—3,86	3,62—7,00	2,49—13,66
FeO	25,10—40,75	24,04—37,70	2,87—24,40
MnO	0,50—0,64	0,16—2,24	0,43—2,56
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09—0,18	0,22—2,10	0,19—2,15
Нерастворимый остаток	21,48—48,47	17,60—48,30	13,96—45,92

По мере перехода ко все более молодым отложениям верхнего карбона в разрезе увеличивается роль зеленоцветных и пестроцветных пород с развитыми в них мелкими неправильной формы желваками («пятнистые» конкреции). Достаточно сказать, что вся верхняя часть араукаритовой свиты выше угля р<sub>4</sub>

целиком сложена зеленоцветными породами с горизонтами пестроцветов и красноцветов. Представление о химическом составе карбонатных конкреций из отложений свиты С<sub>3</sub><sup>2</sup> (по данным 26 химических анализов) и свиты С<sub>3</sub><sup>3</sup> (по 13 анализам) дает табл. 18. За недостатком места приводим лишь обобщенные данные.

Таблица 18  
Пределы колебания содержания отдельных компонентов в конкрециях (в %)

Компонент	Свита С <sub>3</sub> <sup>2</sup>	Свита С <sub>3</sub> <sup>3</sup>
CaO	1,11—19,75	1,69—48,30
MgO	0,78—8,67	0,72—9,48
FeO	3,65—38,20	0,81—30,65
MnO	0,47—2,82	0,70—1,76
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11—2,89	0,05—0,28
Нерастворимый остаток	11,59—52,00	10,06—45,56

В сероцветных глинистых отложениях нижней части араукаритовой свиты верхнего карбона на Краснооскольском куполе обнаружены карбонатные конкреции эллипсоидальной формы размерами от 4×7×20 см до 15×20×25 см. Цвет конкреций серый, поверхность гладкая, излом раковистый. По условиям залегания и другим макроскопически наблюдаемым признакам они весьма сходны с аналогичными образованиями угленосных отложений среднего карбона. На поверхности тел конкреций и часто на расколах наблюдаются отпечатки листьев и стеблей наземных растений. Одновременно вмещающая порода заключает в себе фаунистические остатки. Тело конкреций разбито серией трещин сокращения, заполненных минеральными новообразованиями: кальцитом, пиритом, галенитом, сфалеритом.

Спектроскопически в карбонатных конкрециях и вмещающих их породах обнаружены следующие элементы: Sr, Ba, Mn, Cu, Ni, Cr, Ti, V, K, Na (табл. 19). Такие элементы, как Mn и Sr, явно концентрируются в конкрециях. Содержание остальных элементов коррелируется с содержанием минерального нерастворимого остатка в конкрециях, т. е. проявляются обычные для карбонатных конкреций угленосных отложений закономерности в распределении малых элементов.

Сравнивая приведенные здесь результаты с данными химических анализов карбонатных конкреций среднекаменноугольных отложений, можно отметить сходство состава тех и других: конкреции верхнего карбона также заключают в себе десятые

Распределение химических элементов в конкрециях и вмещающих их породах (в усл. ед.)

Характеристика образца	Нерастворимый остаток	Ba	Sr	Cr	V	K	Na	Mn	Ni	Ti	Cu
Вмещающая порода . . . . .	84,0	10	10	10	7	10	10	6	7	20	8
Конкреция (периферическая часть) . . . . .	20,1	8	8	6	2	8	7	8	2	12	4
Конкреция (центральная часть)	17,0	8	12	4	—	7	7	9	—	10	4

доли процента естественной влаги, содержание в них минерального нерастворимого остатка находится примерно в тех же пределах (обычно меньше 50%) и т. п. Однако по мере перехода ко все более молодым отложениям верхнего карбона резко сокращается развитие существенно Fe-карбонатных конкреций и относительно возрастает роль Ca-карбонатных конкреций. При этом соответственно снижается интенсивность диагенетического минералообразования и конкрециеобразования, что проявляется, прежде всего, в уменьшении размеров конкреционных тел и снижении общей конкрециеносности отложений.

### Конкреции из трещин в породах

Особо следует остановиться на химико-минеральном составе карбонатных конкреций, приуроченных к почти вертикальным трещинам в отложениях переходных фаций. Результаты изучения химического состава конкреций из трещин (образцы У-108 и У-117) и конкреций с нормальным залеганием, развитых в этом же слое породы (образец У-121), а также вмещающих их пород (образцы У-110, У-118 и У-122), представлены в табл. 20.

Большое сходство химического состава конкреций из трещин и конкреций с нормальным залеганием особенно заметно, если исключено влияние минерального нерастворимого остатка и установлено соотношение карбонатных компонентов в составе конкрециеобразователя. Тождество минерального состава тех и других конкреций подтверждается термическим и рентгенометрическим анализами. Кривые нагревания обоих образцов (рис. 52, образцы У-117 и У-121) очень сходны между собой и в целом типичны для железистого карбоната. Площадь эндо-термического прогиба дифференциальной кривой для образца У-121 невелика, что объясняется высоким содержанием некарбо-

натного (терригенного) материала (табл. 20). Конкрециеобразующим минералом является сильно железистый член ряда сидерит — магнезит типа сидероплезита с изоморфной примесью Ca и Mg. Экзотермический эффект в области 800°С связан, очевидно, с образованием минерала со шпинелевой структурой (Карпова, 1963).

Таблица 20  
Химический состав конкреций и рассеянных в породах карбонатов (в %)

Химические соединения	У-108	У-110	У-117	У-118	У-121	У-122
CaO	3,18	1,44	3,32	0,80	0,94	0,57
FeO	30,02	5,04	36,53	2,73	9,41	2,73
MgO	2,39	0,73	2,51	1,42	1,30	1,52
MnO	0,57	0,09	0,64	0,06	0,14	0,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,43	0,07	0,39	0,03	0,08	0,04
CO <sub>2</sub>	24,02	5,07	27,30	3,89	7,97	3,79
Нерастворимый остаток	36,70	86,56	28,10	88,32	77,28	88,10
Сумма	97,31	98,90	98,79	97,25	97,12	97,69
CaCO <sub>3</sub>	9,54	20,86	8,56	16,06	8,43	12,87
FeCO <sub>3</sub>	80,61	66,53	82,59	49,13	76,60	50,92
MgCO <sub>3</sub>	8,14	12,37	7,36	33,37	13,79	36,80
MnCO <sub>3</sub>	1,53	1,21	1,31	1,12	1,16	0,58
Сумма	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Правда, многие линии на рентгенограммах раздвоены. Это позволяет считать, что в сложении описываемых конкреций участвуют две фазы: обычный сидерит и кальциомагниосидерит (Эренбург, 1962; Зарицкий, 1964г, 1965а). Во всяком случае, конкреции из трещин и конкреции с нормальным залеганием оказываются и в этом отношении по существу тождественными (табл. 21).

Спектроскопически в тех и других конкрециях установлено присутствие одних и тех же химических элементов. Повышенное количество всех элементов в конкреции с нормальным залеганием (обр. У-121), по сравнению с конкрециями из трещин (обр. У-108, У-117), определяется значительно более высоким содержанием в первой минерального нерастворимого остатка (табл. 22).

Таким образом, выявлены обычные (Зарицкий, 1956, 1957а, 1959) тенденции в распределении ряда малых элементов как в конкрециях из трещин, так и в конкрециях, залегающих согласно со слоистостью вмещающих пород. Поскольку и те и другие существенно железисто-карбонатные, в них не концентрируется даже такой элемент, как Sr.

Таблица 21  
Рентгенограммы карбонатных конкреций (условия съемки: 25 кв, 5 ма,  
Fe — анткатод, дифрактометр УРС-50И)

hkl	Сидерит (Михеев, 1957)		У-117		У-121	
	I	$d_{\alpha}/n$	I	$d_{\alpha}/n$	I	$d_{\alpha}/n$
1012			4	3,607		
1012	6	3,592	3	3,360	2	3,578
1014	10	2,791	10	2,791	7	2,771
0006			2	2,579	2	2,581
0006	1	2,572	2	2,556	2	2,552
1120			4	2,341	2	2,340
1120	6	2,348	4	2,334		
1123			4	2,130	2	2,133
1123	7	2,135	4	2,125	3	2,126
2022			3	1,963	2	1,967
2022	6	1,966	3	1,959	3	1,963
0224			2	1,794	1	1,795
0224	5	1,799	2	1,791		
1126			7	1,734	3	1,733
1126	9	1,733	7	1,730	3	1,728

Таблица 22

Содержание малых элементов в карбонатных конкрециях и вмещающих их породах (в усл. ед.)

№ образцов	Химические элементы								
	Ni	Co	Cr	Ti	V	Cu	Sr	Ba	Zr
У-108	8	7	8	12	7	11	7	9	4
У-117	8	7	7	12	7	11	6	9	4
У-121	9	8	12	18	11	13	9	16	7
У-110	10	8	14	20	12	14	11	20	8
У-122	10	8	14	20	12	14	11	20	8

Среди образцов, отобранных Г. А. Ивановым (ВСЕГЕИ) из керна Миллеровской скважины (северное продолжение Донбасса), нами обнаружены типичные трещинные конкреции. Мощность их в точности соответствует мощности трещин. Окраска светло-бурая, крепость невысокая. Конкремции бурно вскипают с холодной разбавленной соляной кислотой. Кальцитовый состав их подтверждается и микроскопически.

Таким образом, химико-минеральный состав конкреций из трещин угленосных пород варьирует в довольно широких пределах: от почти чисто кальцитовых до кальциомагниосидеритовых. Однако во всех случаях такие конкреции на территории западных районов открытого Донбасса являются существенно Fe-карбонатными. Зато в северных и северо-восточных районах бассейна в связи с увеличением роли собственно морских фаций в сложении угленосных отложений в конкрециях, в том числе и развитых по трещинам в породах, возрастает содержание углекислого кальция.

### Конкреции из песчаников

Как показывают полевые наблюдения, основная масса карбонатных конкреций приурочена к тонкозернистым алеврито-глинистым породам. В песчаных породах (главным образом, в мелко- и тонкозернистых) развиты относительно более редкие, преимущественно крупные линзовидные или лепешковидные тела или же пятнистые, имеющие неясные очертания участки обогащения карбонатным цементом со слабой концентрацией последнего. Стяжения второго типа постепенно переходят во вмещающие породы и характеризуются высоким содержанием песчаных частиц.

Установлено, что в целом конкреции из песчаных пород обогащены углекислым кальцием, по сравнению с конкрециями из алеврито-глинистых пород (Зарицкий, 1956, 1959; Коперина, Тимофеева, 1959; Македонов, 1954; Н. М. Страхов, 1953; Чандра, 1965 и др.). Песчано-анкеритовые конкреционные линзы больших размеров впервые обнаружены А. В. Македоновым (1954 и др.) в угленосной толще Печорского бассейна. Обособ-

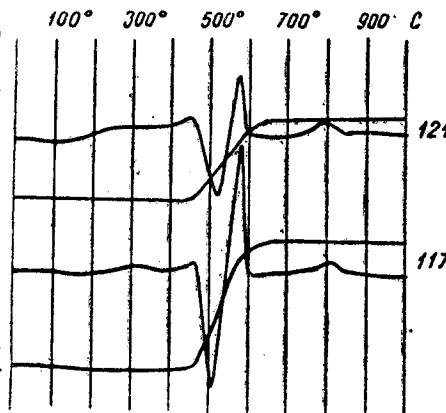


Рис. 52. Термограммы карбонатных конкреций из трещин (образец 117) и конкреций с нормальным залеганием (образец 121).

ления в песчаниках, сцементированные карбонатами — кальцитом, анкеритом, сидеритом — примерно в равных соотношениях, развиты и в угленосных отложениях Остравско-Карвинского бассейна в Чехословакии (Skocek, 1961). Нами детально изучались конкреции из мелкозернистых прибрежно-морских песчаников свиты  $C_2^4$  западной части Донецкого бассейна (Донецко-Макеевский район) в керне большого диаметра. Это крупные, до  $0,6 \times 1,0 \times 2,0$  м лепешковидные с тупыми округлыми боковыми окончаниями конкреции, довольно четко обособленные от вмещающей породы (рис. 7). Слои зеленовато-серого песчаника заметно обтекают конкреции, хотя степень усадки песчаного материала по соседству с телом конкреции в целом невелика (Зарицкий, 1966б).

Результаты химического анализа образцов одной из таких конкреций приведены ниже (табл. 23), а в пересчете на карбонатные составляющие при сумме 100% — в табл. 24.

Таблица 23

Химический состав конкреций из песчаников (в %)

Химические соединения	№ образца	
	У-28	У-24
CaO	25,16	23,00
FeO	4,35	2,42
MgO	10,59	10,13
MnO	1,86	0,84
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,70	0,76
CO <sub>2</sub>	33,71	27,22
Нерастворимый остаток	24,14	34,36
Сумма	100,88	99,73

Примечание. Образец У-28 взят из боковой части конкреции, образец У-24 — из верхней части.

Из табл. 23 и 24 видно, что в сложении конкреций участвует главным образом углекислый кальций. Однако высокое содержание MgCO<sub>3</sub> и относительно повышенное FeCO<sub>3</sub> позволяет допустить, что наряду с кальцитом в роли конкрециеобразователя выступает минерал типа железистого доломита (анкерита). Следует подчеркнуть также несколько необычное для песчанистых конкреций преобладание карбонатного материала (около 70%) над терригенным.

Микроскопическое изучение в плоско-параллельных шлифах и иммерсионных жидкостях подтверждает, что основным конкрециеобразователем является кальцит с обычными оптическими

свойствами ( $N_0 = 1,658 \pm 0,002$ ). В подчиненном количестве имеются зерна железистого доломита (анкерита) с  $N_0 = 1,681—1,690$ . Размер кальцитовых неделимых колеблется в широких пределах, причем обычно кальцит не дает идиоморфных кристаллов, а развит в виде зерен неправильной формы, иногда лапчатых. Железистый доломит (анкерит) всегда идиоморфен по отношению к кальциту. Анкерит, как правило, образует крупные неделимые кристаллы диаметром до 0,2—0,3 мм, часто ромбоэдрической формы. В целом карбонаты играют роль базального цемента с пойкилитовой структурой и сильно корродируют обломочные зерна.

Термический анализ полностью подтверждает указанный минеральный состав конкреций из песчаника (рис. 53). Обращает на себя внимание весьма интенсивная высокотемпературная эндотермика (около 900°C), соответствующая диссоциации CaCO<sub>3</sub>. В остальном кривые нагревания несколько необычны. Однако, располагая данными химического анализа, а также кристаллоптического изучения, можно уверенно интерпретировать и результаты термического анализа. Как указывал Д. А. Виталь (1959), методика обычного термического анализа слишком груба для определения карбонатов типа анкерита. Анкериты, по его данным, дают характерную термокривую лишь при условии, что содержание их в породе составляет не менее 40—50%. При более низком содержании анкерита он либо вовсе не проявляет себя, либо дает кривые доломитового характера.

Известно также, что при низком содержании железа в доломите (анкерите) появляется первая эндотермика, но средней нет. Наши термокривые соответствуют именно этому случаю. При таком положении для решения вопроса об отнесении карбоната к доломиту или анкериту (железистому доломиту) рекомендуется обращаться к химическому испытанию или анализу. Выше было показано (табл. 23 и 24), что FeCO<sub>3</sub> присутствует в количестве, достаточном для того, чтобы отнести второй конкрециеобразующий карбонат с железистому доломиту (анкериту).

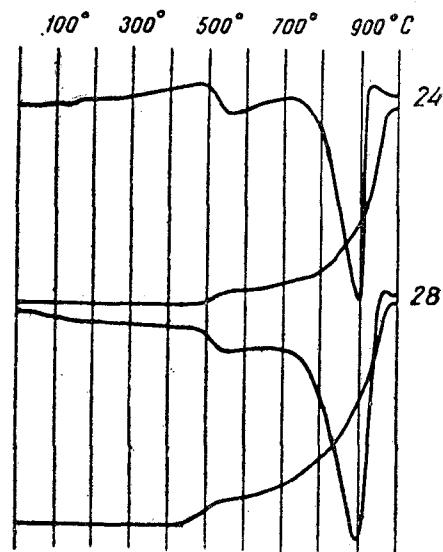


Рис. 53. Термограммы карбонатных конкреций из песчаника.

ту). О том же свидетельствуют данные оптического анализа. Безусловным доказательством почти непрерывной диссоциации карбонатов, начиная с температуры порядка 500°С, является неуклонный подъем кривой потери веса, в том числе и для температур, соответствующих второй эндотермике анкерита (рис. 53).

Судя по цвету выветрелой корки и по характеру реакции с разбавленной соляной кислотой на холоду, центральная часть крупных конкреций из баровых песчаников по химико-минеральному составу не отличается от периферической. О том же свидетельствуют результаты микроскопического изучения и химического анализа названных частей конкреций (табл. 25).

Таблица 25

Химический состав карбонатных конкреций из песчаников (в %)

Химические соединения	УК-22		УК-17		
	Центральная часть	Периферическая часть	Центральная часть	Периферическая часть	Вмещающая порода
CaO	12,20	11,02	18,41	18,37	4,00
FeO	6,30	8,10	2,34	2,35	5,14
MgO	5,27	4,41	1,26	0,96	2,57
MnO	0,26	0,31	0,61	0,49	0,12
CO <sub>2</sub>	17,65	16,62	15,15	15,79	3,34
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,08	0,15	0,13	0,18
Нерастворимый остаток	56,86	57,82	60,21	61,33	82,53
Гигроскопическая влага	0,24	0,24	0,51	0,64	0,45
<b>Сумма</b>	<b>98,83</b>	<b>98,60</b>	<b>98,84</b>	<b>100,06</b>	<b>98,33</b>
CaCO <sub>3</sub>	51,35	46,36	81,62	83,29	34,05
FeCO <sub>3</sub>	23,97	30,73	9,36	9,60	39,48
MgCO <sub>3</sub>	23,66	21,73	6,53	5,10	25,61
MnCO <sub>3</sub>	0,99	1,17	2,48	2,01	0,86
<b>Сумма</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>

Таким образом, наши наблюдения и специальное изучение противоречат мнению З. В. Тимофеевой (1959) о зональном строении конкреций из песчаников, центральная часть которых обогащена карбонатом железа и представлена магниоферритами. Как видно из табл. 25, такие конкреции характеризуются однородным анкеритовым или анкерито-кальцитовым составом.

Результаты определения содержания ряда малых элементов в конкрециях и вмещающих их породах приведены в табл. 26. Установлено, что только Sr относительно концентрируется в конкрециях (примерно в 10 раз). Содержание остальных элементов повышенено в песчанике.

Таблица 26  
Содержание малых элементов в конкреции из песчаников и вмещающей породе  
(в 10<sup>-3</sup>%)

№ образцов	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Sr	Ba
У-35	1—3	1	100—300	10—30	1—3	3—10	1—3	1—3	1—3
У-28	1	Сл.	30—100	3—10	1	1—3	1—3	10—30	1—3
У-29	1—3	1	100—300	10—30	1—3	3—10	1—3	3—10	1—3
У-31	1—3	1	100—300	10—30	1—3	3—10	1—3	1—3	1—3
У-33	1—3	1	100—300	10—30	1—3	3—10	1—3	1—3	1—3

Примечание. У-28 — конкреция, остальные — вмещающая порода.

Интересно отметить, что в карбонатных конкрециях из песчаных пород Донецкого бассейна почти никогда не наблюдаются выделения дисульфида железа. Для песчаных пород иной фациальной принадлежности (например, болотные отложения почвы угольных пластов) обычны стяжения FeS<sub>2</sub>.

В зеленовато-сером песчанике, в отложениях араукаритовой свиты верхнего карбона, также найдены крупные карбонатные конкреции. Редкие трещины сокращения в них заполнены главным образом кальцитом и в меньшей мере пиритом. Химический анализ устанавливает преимущественно Ca-карбонатный состав описываемых конкреций, причем в этом отношении конкреции из аргиллитов араукаритовой свиты практически не отличаются от конкреций из песчаника (табл. 27).

Таблица 27  
Химический состав конкреций из отложений араукаритовой свиты  
(в %)

Химические соединения	Конкреции из аргиллита		Конкреции из песчаника			
	Периферическая часть	Центральная часть	Периферическая часть	Центральная часть	Периферическая часть	Центральная часть
			Периферическая часть	Центральная часть	Периферическая часть	Центральная часть
CaO	42,5	41,8	39,8	40,8	38,3	39,33
MgO	0,5	1,35	1,41	1,66	0,66	0,57
FeO	1,25	1,5	1,4	1,0	1,1	1,5
Нерастворимый остаток	20,11	17,0	23,0	20,5	29,15	25,40
CaCO <sub>3</sub>	96,03	94,45	94,11	94,1	96,28	96,2
MgCO <sub>3</sub>	1,29	3,53	3,91	4,52	1,96	1,65
FeCO <sub>3</sub>	2,66	2,02	1,98	1,38	1,66	2,19
<b>Сумма</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>	<b>100,0</b>

Кальцитовый состав конкреций подтверждается и термическим анализом, и кристаллооптическим изучением. Показательно также, что центральные и периферические части конкреций почти не различаются по химико-минеральному составу.

В заключение отметим, что в общем балансе конкрециообразования в угленосных отложениях Донбасса количественная роль конкреций из песчаных пород пока еще не учтена. Однако, принимая во внимание полифациальный характер угленосной толщи, широкое развитие бассейновых лагунных и морских алеврито-глинистых отложений, на основании наблюдений можно утверждать, что эти конкреции распространены здесь значительно меньше, чем в Печорском бассейне, где, по А. В. Македонову (1954, 1957, 1965), они количественно преобладают.

Из сказанного следует, что карбонатные конкреции в отложениях надугольной части циклов осадконакопления, представленных очень часто постепенной и последовательной сменой болотных отложений переходными и морскими, по своему химико-минеральному составу образуют почти непрерывный ряд от конкреций с высоким содержанием  $\text{FeCO}_3$  до конкреций с резким преобладанием  $\text{CaCO}_3$ .

#### *Содержание фосфора в конкрециях и вмещаемых породах и его минеральная форма*

Уже при беглом сравнении результатов химических анализов угольных почек (вторая группа конкреций) и желваков почвы и подпочвы (третья группа), с одной стороны, с химическими анализами конкреций первой группы,— с другой, можно увидеть существенную разницу в содержании фосфора. Если для угольных почек и желваков почвы и подпочвы первого и второго типа характерно низкое содержание фосфора: средние значения соответственно 0,13% (за исключением сидеритовых угольных почек — 0,46%), 0,12 и 0,16%,— то конкреции первой группы отличаются относительно более высоким его содержанием, измеряемым десятыми долями и даже единицами процентов.

Выделенные выше по химико-минеральному составу пять типов конкреций первой группы также различаются количеством фосфора. В табл. 28 приведено среднее содержание фосфора в конкрециях, развитых в отложениях морских и переходных фаций. Из таблицы следует, что больше всего фосфора в конкрециях из отложений прибрежно-морских и переходных от континентальных к морским. В конкрециях из отложений морского происхождения концентрация его ниже.

Анализ химического состава конкреций показывает, что прямой связи между содержанием фосфора и количеством нерастворимого остатка установить нельзя (Зарицкий, 1956б, 1959).

На существование такой связи для известняков указывают некоторые исследователи (Зильберминц, Маслов, 1928). В этом состоит принципиальное отличие карбонатных конкреций от известняков — карбонатных пород нормально-осадочного происхождения.

Таблица 28  
Содержание фосфора в карбонатных конкрециях (в %)

Фации вмещающих пород	Число анализов	% $\text{P}_2\text{O}_5$	
		Пределы колебания	Среднее
Песчаные осадки пересыпей, кос и баров . . . . .	6	0,05—0,76	0,31
Собственно морские . . . . .	13	0,06—0,79	0,50
Прибрежно-морские . . . . .	8	0,33—2,33	1,68
Лагунно-заливные . . . . .	12	0,13—3,44	1,98
Лагунно-болотные . . . . .	3	0,45—0,69	0,56

Таблица 29  
Химический состав карбонатных конкреций (в %)

Химические соединения	407	631	317	Среднее содержание компонентов
$\text{CaCO}_3$	10,03	7,50	4,44	7,32
$\text{MgCO}_3$	10,08	8,07	4,69	7,61
$\text{FeCO}_3$	28,93	12,09	27,64	22,88
$\text{MnCO}_3$	0,81	2,51	2,27	1,86
$\text{P}_2\text{O}_5$	16,66	13,66	5,81	12,04

Таблица 30  
Частота встречаемости конкреций с определенным содержанием минерального нерастворимого остатка (в %)

Содержание нерастворимого остатка	Частота встречаемости
Меньше 10,0	0,5
10,0—20,0	30,5
20,0—30,0	28,8
30,0—40,0	16,4
40,0—50,0	11,9
50,0—60,0	6,8
Больше 60,0	5,1

Распределение фосфора в теле конкреции может быть или равномерным (в случае однородного строения последней), или резко неравномерным (в случае концентрического строения конкреции). Так, химическим анализом в центральной и перифери-

ческой частях конкреций с однородным строением (образец 4/№ 1, табл. 13) обнаружены одинаковые количества фосфора (соответственно 0,440 и 0,438%). Для образца 1/3-18 (табл. 11) с ясным концентрическим строением и обособлением ядра конкреции от периферической оболочки содержание фосфора в виде  $P_2O_5$  в центральной части достигает 2,97%, тогда как в периферической части — всего лишь 0,77%. Это, в свою очередь, подтверждает отмеченное выше положение об отсутствии закономерной связи между содержанием фосфора и нерастворимого остатка. Если количество последнего, как правило, возрастает по направлению к периферии конкреции, то содержание фосфора или не изменяется (образец 4/№ 1), или, наоборот, резко уменьшается в том же направлении (образец 1/3-18).

С другой стороны, по данным химических анализов не удается установить прямую связь между содержанием фосфора и какого-либо другого химического соединения или элемента. С целью выяснения вопроса о форме нахождения фосфора было проведено тщательное микроскопическое изучение конкреций с высоким содержанием фосфора (Зарицкий, 1956б).

В массе пелитоморфного, по преимуществу слабо просвечивающего буроватого высокопреломляющего карбоната-конкремеобразователя под микроскопом наблюдаются пятнистые неправильной формы (иногда округлые) выделения прозрачного бесцветного или зеленовато-желтовато-бурого вещества, загрязненного зернами карбонатов и точечными непрозрачными включениями (глинистые частицы). Вещество обладает стеклянным блеском. В большинстве случаев оно оказывается «бесструктурным», не реагирующим на поляризованный свет — изотропным. В основной массе «бесструктурного» фосфата наблюдаются участки раскристаллизации с образованием почти бесцветных, игольчатых и тонкопризматических кристалликов и радиально-волокнистых агрегатов. При скрещенных николях они обнаруживают очень низкое двупреломление (порядка 0,005—0,007). Удлинение таких кристаллов отрицательное, погасание прямое. Путем извлечения из шлифа отдельных зерен и изучения их в иммерсионных препаратах удалось замерить показатель преломления изотропной разности фосфата. Он оказался близким к 1,618—1,624. Крайне низкое двупреломление кристаллической разности, игольчатый, призматический облик кристаллов, отрицательное удлинение и прямое погасание их, светопреломление, близкое к 1,618—1,624, — все это позволяет отнести исследуемый минерал к апатиту (точнее, к даллиту или франколиту).

В полном согласии с данными химического анализа фосфатные выделения обнаружены микроскопически именно в центральной части конкреций (образец 1/3-18), отличающейся повышенным содержанием фосфора, тогда как в периферической части они не найдены. Не удалось обнаружить подобные выде-

ления и в других конкрециях с содержанием  $P_2O_5$  менее 1,0%. Они или очень редки, что уменьшает вероятность нахождения их в шлифе, или же фосфорсодержащий минерал находится в тонкорассеянном состоянии в массе карбонатов.

Фосфат несомненно является образованием, сингенетичным с основной массой карбоната-конкремеобразователя. Об этом свидетельствует форма выделений (неправильная, густковая, округлая — микроконкреции, иногда в виде порового цемента среди карбонатных зерен), а также наличие, как и в карбонате, примеси терригенных частиц, которые были захвачены в процессе образования мелких стяжений фосфата.

Описанные выделения фосфорсодержащего минерала в конкрециях по цвету, структуре, морфологии, оптическим свойствам и другим особенностям очень напоминают подобные образования, обнаруженные и изученные А. А. Петренко и Н. В. Ренгартен (1954) в нижних угленосных свитах Карагандинского бассейна и Завьяловского месторождения. Наличие фосфатов установлено качественно при изучении пород в шлифах. Показатель преломления фосфата в среднем оказался близким к 1,615—1,621, что почти совпадает с нашими данными. Особенно интересно указание авторов на то, что наиболее высокое содержание фосфатов наблюдается в тонкоотмученных породах фаций лагунных либо морских — средних и малых глубин. Конкреции фосфатизированного глинистого сидерита, содержащие до 2—3%  $P_2O_5$ , описаны в верхнем лейасе Северного Кавказа (Красильникова, 1955). По данным Н. А. Красильниковой, породы, содержащие конкреции, образовались в условиях неустойчивого режима морской среды. Н. Г. Бродская (1959), изучавшая карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина, также пришла к заключению, что «фосфорсодержащие сидериты на Сахалине образовались в условиях, когда море наступало на суши и мелкие прибрежные водоемы оказались залитыми водой». Высокое содержание  $P_2O_5$  (8,13%) отмечено и в конкрециях неугленосных отложений верхнего аалена Карпат (Birkenmajer, Narebski, 1958).

Приведенные выше данные о распределении фосфора в карбонатных конкрециях из различных фаций Донецкого бассейна также свидетельствуют о тяготении обогащенных фосфором конкреций к прибрежно-морским и лагунно-заливным фациям.

Присутствие фосфора в морских (как современных, так и ископаемых) осадках закономерно. Фосфатопроявления в отложениях лагунных фаций, согласно А. А. Петренко и Н. В. Ренгартен, — явление чрезвычайно редкое, «если не считать слабых признаков фосфатопроявлений в угленосных отложениях Рурского бассейна и еще менее значительных в Кузбассе». Следовательно, установление наличия фосфора в донецких угленосных отложениях (особенно в отложениях лагунных фаций), а

также количественная характеристика распределения фосфора в конкрециях и вмещающих их породах различных фаций представляют известный интерес.

Чтобы выяснить содержание фосфора в породах различных фаций, мы изучали образцы вмещающих конкреции пород из переходных и морских отложений. Оказалось, что различие между содержанием фосфора в конкрециях из отложений различных фаций характерно, хотя и менее резко выражено и для вмещающих пород. Так, максимальное количество  $P_2O_5$  (среднее — 0,19% из девяти анализов) обнаружено в алеврито-глинистых породах лагунно-заливного происхождения, несколько меньшие количества — в прибрежно-морских (среднее — 0,13% из пяти анализов) и собственно морских отложениях (среднее — 0,18% из восьми анализов). Вместе с тем сопоставление содержания фосфора в конкрециях и вмещающих их породах свидетельствует о том, что концентрация его в конкреционных образованиях выше, чем во вмещающих породах.

Карбонатные конкреции свит  $C_3^2$  и  $C_3^3$  верхнего карбона отличаются от аналогичных по составу конкреций среднекаменноугольных отложений в общем пониженным содержанием фосфора (табл. 18). Среднее содержание  $P_2O_5$  в конкрециях свиты  $C_3^2$  составляет 0,37%, а в конкрециях свиты  $C_3^3$  — только 0,13%. В то же время ряд образцов характеризуется относительно высоким содержанием фосфора, сопоставимым с содержанием его в конкрециях среднего карбона (табл. 18). Важно отметить, что обогащенные фосфором конкреции из отложений верхнего карбона являются также существенно Fe-карбонатными и тяготеют к породам прибрежно-морского и переходного типа фаций.

Вопрос об источнике фосфора не совсем ясен. Количество последнего не зависит от содержания в породах органического вещества (в частности, растительного). Так, конкреции из лагунно-болотных отложений с обилием обугленных растительных остатков отличаются пониженным содержанием  $P_2O_5$  (0,56%). Самые угли характеризуются незначительным его содержанием — тысячные доли процента (Геолого-химическая карта Донбасса, 1941). Остается предположить, что соединения фосфора поступают с суши в виде взвесей в речном стоке и распределяются в морском бассейне по схеме распределения обломочного материала. Приуроченность повышенных количеств фосфора к мелководным отложениям (лагунным и прибрежно-морским) свидетельствует в пользу такого предположения (Зарицкий, 1956б, 1959).

В ряде изученных конкреций установлено аномально высокое содержание  $P_2O_5$ : из зеленоцветных пород свиты  $C_3^2$  западного Донбасса — обр. 317; из аналогичных пород свиты  $C_3^1$  Добропольского района — обр. 631 и в конкрециях из отложе-

ний свиты  $C_2^2$  северного продолжения Донбасса — обр. 407 (табл. 29). Во всех этих случаях, как видим, в сложении конкреций доминирует железистый карбонат. Столы же высокие количества  $P_2O_5$  (7—8%) отмечены и в сидеритовых стяжениях угленосных отложений Коми АССР (Чумаков, Мясников, 1944). Можно предположить поэтому более широкое развитие конкреций с повышенным содержанием фосфора и в угленосной толще Донецкого бассейна. И хотя их фациальная приуроченность еще не совсем ясна (они тяготеют к прибрежно-морским отложениям), представляется необходимым и оправданным выделение их в самостоятельный тип фосфатно-карбонатных конкреций первой группы.

### Минеральный нерастворимый остаток

Разложение проб в соляной кислоте производилось для всех образцов в одинаковых условиях (одинаковые навески, равные объемы и концентрация соляной кислоты, одинаковая продолжительность и степень нагревания и т. д.). Этим обеспечивалась возможность сравнения растворимой и нерастворимой частей конкреций. Соотношение этих частей варьирует в значительных пределах. Так, количество нерастворимого остатка в карбонатных конкрециях первой группы колеблется от 9,3 до 77,3%. Представление о распространении конкреций с различным содержанием нерастворимого остатка дает приводимая ниже табл. 30, составленная по данным приблизительно 90 химических анализов.

Из таблицы видно, что почти третья часть (30,5%) всех проанализированных конкреций содержит не более 20% нерастворимого остатка; в большей части конкреций содержание его не превышает 30% и почти у 90% конкреций количество нерастворимого остатка оказывается меньше 50%, т. е. подавляющее большинство их относится преимущественно к карбонатным образованиям, в сложении которых нерастворимый остаток играет подчиненную роль. Вместе с тем установлено, что количество нерастворимого остатка все же никогда не опускается намного ниже 10%, т. е. во вмещающих угли породах не встречаются фактически чистые карбонатные конкреции. Конкремции кровли угольных пластов всегда содержат те или иные количества терригенных примесей, что вполне понятно, если учесть, что обломочный материал был средой, в которой происходило формирование конкреций. В этом отношении явственно проявляется отличие конкреций из вмещающих угли пород, будь то конкреции кровли или желваки почвы и подпочвы, от угольных почек, сложенных почти напело карбонатами с совершенно незначительными примесями терригенного материала. Это также

естественно, ибо вмещающая их порода — уголь обычно бедна обломочным материалом.

Следует отметить, что различие между конкрециями первой группы и угольными почками заключается не только в количестве нерастворимого остатка, но и в его характере. Если в угольных почках основную массу нерастворимого остатка составляет обугленный растительный материал и аутигенные дисульфиды железа, то в конкрециях кровли углей главную роль играют обломочные минеральные зерна и глинистые частицы. Дисульфиды железа и обугленный растительный детрит находятся в подчиненном количестве. По характеру нерастворимого остатка конкреции первой группы отличаются также от конкреций третьей группы из пород почвы и подпочвы, в которых нерастворимый остаток в значительной мере состоит из аутигенного каолинита.

Терригенный материал в теле конкреций распределяется неравномерно. Обогащение им периферических частей конкреций бывает заметно уже макроскопически. От центра к периферии окраска конкреции в ряде случаев меняется настолько, что самый периферический слой ее по цвету становится почти неотличимым от боковых пород. Крайним случаем такого явного обогащения обломочным материалом периферических частей конкреций является постепенный переход тела их во вмещающие породы, хотя это не характерно для большинства конкреций данной группы.

Справедливость сказанного подтверждается изучением шлифов, изготовленных из различных частей одной и той же конкреции.

Непосредственное определение содержания нерастворимого остатка в центральных и периферических частях конкреций (даже макроскопически неотличимых) также согласуется с отмеченной закономерностью распределения его в теле конкреций (табл. 13, обр. 4/№ 1).

По происхождению минеральный нерастворимый в соляной кислоте остаток подразделяется на аллотигенную (песчано-алеврито-глинистый материал) и аутигенную (дисульфиды железа) части, относительные количества которых варьируют в широких пределах. Помимо минерального нерастворимого остатка в карбонатных конкрециях имеются и включения органического происхождения.

Это обугленный растительный детрит, иногда растительные остатки с относительно хорошей сохранностью клеточного строения (рис. 54), а также раковины и обломки раковин различных организмов, которые не сохраняются при разложении проб в соляной кислоте, но хорошо видны в плоско-параллельных шлифах или на расколе конкреций (рис. 55).

## Малые элементы в конкрециях и вмещающих породах

Представление о распределении малых элементов в карбонатных конкрециях и вмещающих их породах из отложений переходных и морских фаций можно получить из приводимых здесь табл. 31 и 32. Анализ данных этих таблиц показывает, что почти все малые химические элементы в относительно большем количестве находятся во вмещающих конкреции породах, чем в карбонатных конкрециях любого состава. Это наводит на мысль, что элементы так или иначе связаны с минеральным нерастворимым остатком и карбонатный конкрециообразующий материал по сути разбавляет их концентрацию в объеме тел конкреций (Зарицкий, 1956, 1957а, 1959, 1966г).

Таблица 31  
Содержание малых элементов в конкрециях и вмещающих породах  
переходных фаций ( $10^{-3}\%$ )

Характеристика и номер образца	Ba	Sr	Cr	V	Ti	Zr	Ni	Co	Cu	Zn	о. M. n. o. в
К УКБ-49	30	6	4	6	200	6	2	Сл.	1	Сл.	26,9
П УКБ-46	70	18	18	15	800	18	6	3	5	30	
П УКБ-48	70	16	18	15	800	18	6	3	4	30	
К УКБ-57	30	6	4	7	250	8	2	Сл.	2	Сл.	38,0
П УКБ-58	70	19	18	15	800	19	6	3	4	30	
К УКБ-59	30	8	4	8	300	6	2	Сл.	2	Сл.	22,3
П УКБ-53	70	20	19	18	800	18	7	3	6	40	
П УКБ-55	70	21	20	18	800	19	7	3	6	80	
П УКБ-50	70	19	18	18	550	19	6	3	4	40	
П УКБ-52	70	20	18	16	600	19	6	3	4	40	
К 154	30	10	4	3	250	6	1	1	2	Сл.	30,2
П 155	100	25	12	10	800	18	3	3	5	50	
К 164	30	10	4	6	300	8	2	2	2	Сл.	27,1
П 165	100	30	12	17	100	80	6	5	8	70	
К У-108	30	10	4	6	300	6	2	Сл.	3	7	36,7
П У-110	60	30	15	17	900	18	9	8	9	50	
К У-117	30	10	3	6	300	7	2	Сл.	2	7	28,7
П У-118	60	30	8	17	900	18	9	2	8	50	
К У-121	50	20	1	12	600	12	6	1	6	17	77,3
П У-122	60	30	13	17	900	18	9	2	8	42	
К У-48	4	6	3	4	300	2	2	Сл.	2	Сл.	32,3
П У-52	10	18	8	14	800	8	5	1	7	30	
К У-20	10	6	4	3	200	3	2	Сл.	1	Сл.	18,4
П У-34	30	21	18	12	800	9	6	3	3	30	
П У-36	30	20	16	12	600	8	5	3	3	30	

Примечание. К — конкреция; П — вмещающая порода; М. н. о. — минеральный нерастворимый остаток; Сл. — следы элемента.

Таблица 32

Содержание малых элементов в конкрециях и вмещающих их породах морских фаций (в  $10^{-3}\%$ )

Характеристика и номер образца	Ba	Sr	Cr	V	Ti	Zr	Ni	Co	Cu	Zn	M. н. % в
К УКБ-47	30	100	6	7	100	4	2	Сл.	1	30	15,6
П УКБ-48	60	18	18	15	600	10	6	2	5	30	
КУ-4	30	300	3	4	150	2	1	Сл.	3	10	31,2
П в 0,2 м У-10	80	20	8	10	600	6	3	1	7	30	
П в 0,4 м У-11	80	20	6	10	420	7	4	1	7	30	
П в 0,2 м У-17	80	5	5	7	280	7	3	1	4	22	
П в 0,6 м У-19	80	6	5	71	280	8	3	1	3	25	
П в 0,2 м У-7	60	5	4	7	250	8	3	1	3	18	
П в 0,4 м У-8	60	4	4	6	250	6	3	1	2	16	
К-148	30	100	Сл.	3	150	2	1	Сл.	1	Сл.	20,5
П-149	100	60	7	7	400	9	3	1	2	40	
К УКБ-1	30	60	5	4	150	2	2	Сл.	3	Сл.	53,4
П в 0,1 м УКБ-2	70	13	17	12	600	13	6	3	7	40	
П в 0,3 м УКБ-4	70	17	20	15	800	15	6	3	7	50	
П в 0,5 м УКБ-6	60	15	17	12	600	12	5	3	4	30	
К УКБ-7	30	60	5	4	150	4	2	Сл.	3	Сл.	54,0
П в 0,1 м УКБ-10	60	14	20	14	600	13	6	3	5	40	
П в 0,3 м УКБ-12	70	14	18	12	800	15	5	3	4	50	
П в 0,65 м УКБ-15	70	12	18	12	600	14	4	3	—	50	
П в 0,1 м УКБ-8	70	14	17	12	700	18	6	3	7	50	
П в 0,3 м УКБ-19	70	12	16	14	700	20	6	3	—	50	

Примечание. То же, что и к табл. 31.

Таблица 33

Распределение малых элементов в конкрециях и вмещающих породах ( $10^{-3}\%$ )

Характеристика и номер образца	Ni	Co	Ti	V	Cr	Zr	Cu	Sr	Ba
7 Конкремция	1	1	30	1—3	1	1—3	1	10—30	1
6 Вмещающая порода	3—10	1	300	3	3	3—10	3—10	3	1—3
4 То же	3	1	300	3—10	3	3—10	3—10	3	1—3
1 Конкремция	1	1	30	1—3	1	1	1	10—30	1
12 Вмещающая порода	3	1	300	3—10	3	3—10	3—10	3	1—3
15 То же	3	1	300	3—10	3	3—10	3—10	3	1—3
2 »	3	1	300	3—10	3	3—10	3—10	3	1—3

Соседние конкреции в пределах заключающего их слоя породы характеризуются постоянством состава конкрециеобразователя. Можно также говорить о сходстве конкреций одного горизонта и по содержанию малых элементов (табл. 33).

Интересно отметить, что в карбонатных конкрециях из Донецкого бассейна и из бассейна Кладно (Чехословакия) ртуть не концентрируется (соответственно  $4,5—6 \cdot 10^{-6}$  и  $2 \cdot 10^{-6}\%$ ), тогда как во вмещающей породе отмечено большее содержание ртути (соответственно  $4 \cdot 10^{-6}—1 \cdot 10^{-5}\%$  и  $2—4 \cdot 10^{-6}\%$ ) (Зарицкий, 1965).

### Структурно-текстурные особенности конкреций

В отличие от угольных почек с их яснокристаллическим строением и хорошей сохранностью клеточного строения минерализованных растительных остатков, а также от желваков почвы и подпочвы угольных пластов со сферолитовой структурой, конкреции из отложений надугольной части циклов осадконакопления характеризуются большим разнообразием структуры конкрецеобразующего карбоната. Чаще других встречается полигоморфное, микрозернистое (рис. 55) и мелкозернистое (рис. 54, 56) — как равномерно-, так и неравномернозернистое строение. Зерна карбонатов имеют незначительные размеры и неправильные (лапчатые, звездчатые) очертания. В тонких шлифах такие зерна располагаются в несколько ярусов, что обусловливает агрегатную поляризацию. Реже они имеют почти ромбоэдрический габитус. Встречаются также конкреции с петельчатой или сетчатой структурой. Значительного развития достигает также сферолитовая структура. Размеры сферолитов варьируют от сотых долей миллиметра до 0,8 мм, редко больше. Хотя такие конкреции заключают в себе много обломочного материала, в центре сферолитов обломочные зерна, как правило, отсутствуют.

Анализ большого количества шлифов показывает, что между химико-минеральным составом конкреций и структурой конкрецеобразователя нет прямой зависимости. Можно только отметить, что конкреции анкерито-кальцитового состава чаще имеют зерна в виде мелких ромбоэдров. Следует подчеркнуть также, что по структуре конкреции западных районов бассейна практически неотличимы от конкреций восточных и юго-восточных районов. И на крайнем юго-востоке бассейна (Шахтинский и Семикаракорский районы) и на крайнем западе (Добропольский район) развиты конкреции с пелитоморфной структурой. Следовательно, влияние прогрессивного эпигенеза и начального метаморфизма на структуру карбонатных конкреций, а также на изменение их химико-минерального состава, весьма незначительно (Зарицкий, 1956, 1957, 1959).

В этом отношении карбонатные конкреции отличаются от седimentогенных карбонатов (известняков), степень перекристаллизации которых возрастает в общем с северо-запада и на юго-восток и может быть, по предложению С. И. Малинина

(1963), использована для определения стадии изменения каменноугольных пород.

Слабая в общем перекристаллизация конкрециеобразующих карбонатов обусловлена отчасти повышенным количеством алеврито-глинистых примесей (9,3—77,3%). Г. А. Каледа (1955) показал, что между размерами зерен и количеством примесей в перекристаллизованных карбонатных породах имеется обратная зависимость.

Можно считать поэтому, что структурные особенности конкрециеобразующих карбонатов формируются еще в диагенезе и определяются конкретными условиями, в одних случаях способствующими, в других — препятствующими перекристаллизации карбонатов.

Для конкреционных прослоев зачастую характерна микрослоистость, отражающая микрослоистость вмещающих их пород. Седиментационные микротекстуры, обусловленные послойным распределением терригенного материала, во многих случаях присущи также уплощенным конкреционным телам, хотя обычно линзовидные и лепешковидные конкреции имеют однородное или концентрическое строение. Концентрически-зональное строение обычно для эллипсоидальных и шаровидных конкреций. Признаком его является либо обогащение отдельных зон углекислым железом или  $\text{FeS}_2$ , либо чередование пелитоморфных и мелкозернистых концентров (рис. 56), либо различие в составе конкрециеобразующих карбонатов центральной и периферической частей конкреции.

Нередко в шлифах конкреций встречаются органические остатки. В конкрециях из лагунно-болотных отложений обнаруживаются обрывки растений, иногда с хорошо сохранившимся клеточным строением, в конкрециях из морских отложений — перекристаллизованные раковины или обломки раковин различных организмов и стебли криноидей (рис. 55). В целом сохранность растительных остатков в конкрециях несравнимо лучше (часто даже без следов объемной деформации), чем во вмещающих конкрециях породах, где растительные остатки представлены обычно в виде отпечатков. Иногда мелкие животные остатки силицифицированы (халцедон, кварц) или пиритизированы. Наблюдаются также случаи, когда стенки раковин, форминифер, например, замещены халцедоном, а камеры их выполнены дисульфидом железа или карбонатом.

В массе конкрециеобразующих карбонатов рассеяны обломочные зерна кварца, реже — полевых шпатов, чешуйки слюды и глинистые частицы (рис. 57). Обломочные зерна обычно в той или иной мере кородированы карбонатами. В распределении терригенного материала в теле конкреций не всегда можно подметить определенную закономерность, но в общем количество его возрастает к периферии.

## Карбонатные конкреции с текстурой конус в конусе

Такие конкреции встречаются в алеврито-глинистых отложениях в различных частях разреза среднекаменноугольных отложений и в разных районах бассейна.

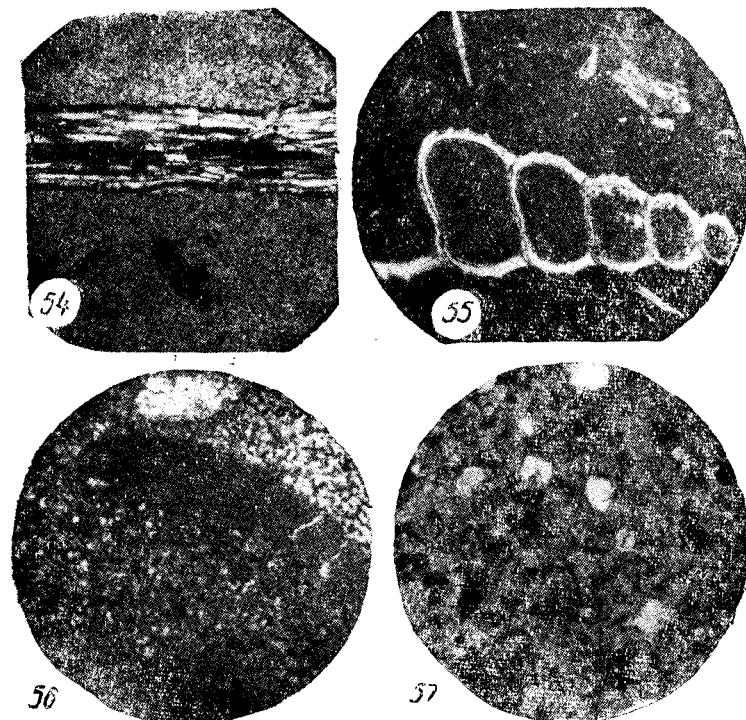


Рис. 54. Хорошая сохранность (без объемной деформации) клеточного строения растительного остатка в карбонатной конкреции. При одном николе. Увеличение 100. Рис. 55. Хорошая сохранность раковин в теле конкреции. При одном николе. Увеличение 37,5. Рис. 56. Концентрически-зональное строение тела конкреции. При одном николе. Увеличение 100. Рис. 57. Обломочный материал в теле карбонатной конкреции. Николи скрещены. Увеличение 250.

Особенно благоприятными для изучения оказались конкреции, обнаруженные в керне большого диаметра (более 3 м), который извлечен при проходке шахтных стволов установкой кернового бурения УКБ-3,6М на поле шахты 4—21 треста «Петровскуголь». В толще темно-серого аргиллита с фауной пелеципод и гастропод развита огромная ( $0,4 \times 1,5$  м) линзовидная известковая конкреция с радиальным расположением

сложных конусов, раскрывающихся всегда по направлению к поверхности, по направлению роста. Эта конкреция заключает в себе с резким переходом многочисленные округлые или эллипсоидальные, лишенные фунтиковой текстуры железисто-карбонатные конкреции, точно такие же по размерам ( $5-8 \times 10-15$  см) и форме, как и конкреции во вмещающих известковую конкрецию аргиллитах (рис. 19). Уместно отметить, что фунтиковая текстура не характерна не только для существенно Fe-карбонатных конкреций из прибрежно-морских или лагунно-заливных отложений (это отмечалось и В. В. Копериной (1956) для угленосных отложений Карагандинского бассейна), но и для подавляющего большинства существенно Ca-карбонатных (вплоть до кальцитовых) конкреций из отложений собственно морских. Однако в отдельных случаях для доломитовых по составу конкреций указывается фунтиковая текстура (Van Tassel, Scheere, 1960). В отличие от крупной известковой конкреции с текстурой конус в конусе, заключенные в ней Fe-карбонатные конкреции обычно несут в себе выклинивающиеся к периферии трещины сокращения, заполненные кристаллическим кальцитом. Fe-карбонатные конкреции сидят как бы в гнездах и легко выбиваются из тела известковых конкреций. Таким образом, очевидно, что между ними нет вещественной связи и постепенного перехода. Переход — резкий.

В другом случае мы наблюдали, как крупные (до 1,0 м) известковые конкреции с фунтиковой текстурой, наряду со слоями вмещающей породы, огибаются также тонким Fe-карбонатным конкреционным прослойем (рис. 21). Любопытно, что на нижней поверхности Fe-карбонатного конкреционного прослоя имеется тонкий (0,5—2,0 см, редко более) прослой, сложенный известковым материалом и характеризующийся, как и выше-лежащие конкреции, текстурой конус в конусе (рис. 21). Сложные конусы раскрываются вниз.

Примеры сочетания известковых конкреций, имеющих фунтиковую текстуру, с Fe-карбонатными стяжениями известны в литературе (Вассоевич, 1958; Коперина, 1956; Логвиненко, Карпова, Шапошников, 1961; Обручев, 1933; Твенхофель, 1936; Nielubowicz, 1961 и др.).

Представление о соотношении карбонатных компонентов в изученных конкрециях и рассеянных карбонатах вмещающих пород (при сумме 100%) дают приводимые ниже табл. 34 и 35. Из табл. 34 следует, что в составе рассеянных карбонатов (обр. У-34) половину составляет  $\text{FeCO}_3$  (плюс небольшое количество  $\text{MnCO}_3$ ). Другая половина —  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , находящиеся примерно в равных количествах. В Fe-карбонатных конкрециях (обр. У-33, У-20, У-31) еще больше выражена тенденция к концентрации  $\text{FeCO}_3$  в ущерб главным образом  $\text{CaCO}_3$ . В случае Ca-карбонатной конкреции с текстурой конус в конусе (образец

У-30) картина резко меняется. Среди карбонатов конкреции преобладает  $\text{CaCO}_3$  при подчиненном количестве  $\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ .

Таблица 34  
Содержание карбонатных компонентов в конкрециях  
(в %)

Химическое соединение	У-34	У-33	У-20	У-31	У-30
$\text{CaCO}_3$	24,30	13,10	15,80	15,70	91,20
$\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$	50,30	66,80	61,80	64,20	6,16
$\text{MgCO}_3$	25,40	20,10	22,40	20,10	2,60
Сумма . . .	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Примечание. Образцы У-34 — порода, вмещающая Fe-карбонатные конкреции (обр. У-33), а также известковые конкреции с текстурой конус в конусе (обр. У-30) с заключенными в них Fe-карбонатными конкрециями (обр. У-20 и У-31).

Таблица 35  
Содержание карбонатных компонентов во вмещающих породах (в %)

№ образца	Химические соединения			Сумма
	$\text{CaCO}_3$	$\text{FeCO}_3 + \text{MnCO}_3$	$\text{MgCO}_3$	
У-64	18,60	54,50	26,90	100,00
У-62	13,40	55,60	31,00	100,00
У-60	16,40	58,30	25,30	100,00
У-50	16,40	57,30	26,30	100,00
У-58	89,60	6,30	4,10	100,00
У-48	24,50	65,10	10,40	100,00
У-51а	91,50	6,00	2,50	100,00
У-54	84,50	9,78	5,72	100,00
У-56	30,10	34,50	35,40	100,00
У-68	29,70	45,00	25,30	100,00
У-66	16,00	63,90	20,10	100,00
У-52	25,00	50,30	24,70	100,00
У-71	14,20	55,00	30,80	100,00
У-65	89,70	6,60	3,70	100,00
У-45	90,90	6,10	3,00	100,00
У-70	28,10	67,40	4,50	100,00
У-69	12,80	48,30	38,90	100,00

Примечание. Fe-карбонатный конкреционный прослой — обр. У-48; У-70; известковые конкреции с текстурой конус в конусе — обр. У-51а; У-54, У-65; У-45; Ca-карбонатный конкреционный прослой с текстурой конус в конусе — обр. У-58. Остальные образцы — вмещающая порода.

Минеральный состав этих конкреций определяется с помощью термического и рентгенометрического анализов. Термограммы образцов У-33 и У-20 (рис. 58) характеризуются нали-

чием двух эндотермических эффектов диссоциации карбонатов (500—600 и 780—810° С). Им в точности соответствует конфигурация кривой потери веса, на которой отчетливо выделяются два участка: первый — резкий подъем кривой, отвечающий диссоциации Mg — Fe-карбонатов, и второй, слабый, — диссоциации свободного  $\text{CaCO}_3$ . Преобладание в составе Fe-карбонатных конкреций магниосидерита и наличие небольшой примеси свободного  $\text{CaCO}_3$  — кальцитом подтверждается также рентгенометрическим анализом этих образцов (табл. 42).

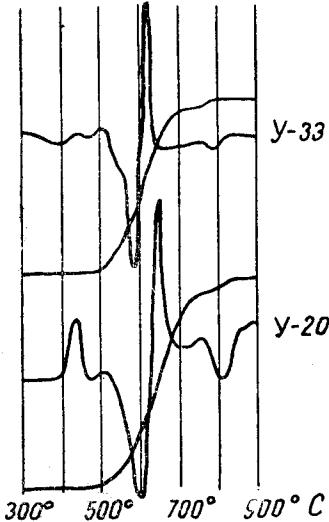


Рис. 58. Термограммы карбонатных конкреций.

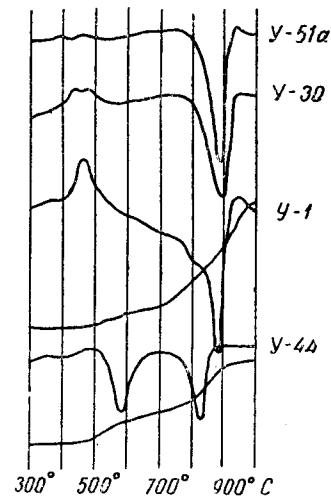


Рис. 59. Термограммы карбонатных конкреций.

Термически и рентгенометрически, в полном соответствии с данными химического анализа, устанавливается кальцитовый состав конкреции с текстурой конус в конусе. Правда, на рентгенограмме (табл. 44, обр. У-30) имеется слабая линия, отвечающая наиболее интенсивной линии магниосидерита. В свою очередь, на термограмме (рис. 59, обр. У-30) отмечается наличие небольшого количества карбонатов с низкой температурой диссоциации — слабый эндоэффект в интервале температур 500—600° С.

Как показывает термическое и рентгенометрическое изучение (табл. 44, рис. 47, 59), почти тождественны по минеральному составу Ca-карбонатная конкреция (обр. У-51α) и Ca-карбонатный конкреционный прослой с текстурой конус в конусе (обр. У-58), данные о химическом составе которых приведены в табл. 35. В то же время Fe-карбонатный конкреционный про-

слой (обр. У-48), плавноогибающий известковую конкрецию с текстурой конус в конусе, сложен, как и Fe-карбонатные конкреции (обр. У-33, У-20, У-33), в основном магниосидеритом, содержащим изоморфную примесь кальция, а также в подчиненном количестве свободным  $\text{CaCO}_3$  — кальцитом. В составе рассеянных карбонатов вмещающих конкреции пород и в этом случае заметно преобладание  $\text{FeCO}_3$  (табл. 35).

Таблица 36  
Содержание малых элементов в конкрециях и вмещающих породах (в %)

№ образца	Ba	Sr	Cr	Ni	Cu	V	Co	Zr
У-34	0,06	0,02	0,018	0,005	0,003	0,015	0,003	0,009
У-20	0,01	0,01	0,006	0,001	0,001	0,003	0,001	0,003
У-33	0,01	0,01	0,006	0,001	0,001	0,006	0,001	0,003
У-36	0,06	0,02	0,016	0,004	0,003	0,012	0,003	0,009
У-30	0,03	0,05	0,006	0,002	0,002	0,008	0,001	0,003
У-50	0,1	0,01	0,006	0,005	0,008	0,001	0,001	0,008
У-68	0,1	0,01	0,006	0,005	0,007	0,012	0,001	0,008
У-51α	0,03	0,06	0,002	0,003	0,003	0,004	0,001	0,003
У-58	0,03	0,06	0,002	0,003	0,003	0,004	0,001	0,002
У-54	0,03	0,06	0,002	0,004	0,003	0,004	0,001	0,002
У-48	0,03	0,02	0,002	0,002	0,002	0,004	0,001	0,002
У-57	0,03	0,01	0,002	0,002	0,002	0,004	0,001	0,003
У-52	0,1	0,01	0,007	0,005	0,008	0,01	0,001	0,008
У-56	0,1	0,02	0,005	0,003	0,007	0,009	0,001	0,009

Примечание. То же, что и в табл. 34 и 35.

Минеральный нерастворимый остаток как в известковых конкрециях с фунтиковой текстурой, так и в Fe-карбонатных конкреционных образованиях в качественном и количественном отношении почти одинаков. Представлен он алеврито-глинистым материалом, тождественным аллотигенной части вмещающих конкреций пород.

Резкое различие в составе конкрецеобразующих карбонатов Ca-карбонатных конкреций с текстурой конус в конусе и Fe-карбонатных конкреций дополняется и существенным различием в содержании фосфора. Fe-карбонатные конкреционные образования, как обычно, характеризуются повышенным содержанием фосфора, по сравнению с вмещающими их породами (соответственно 0,42—0,50 и 0,09—0,14%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ). Известковые конкреции с фунтиковой текстурой в этом отношении отличаются не только от Fe-карбонатных конкреций, с которыми они ассоциируют, но и от существенно Ca-карбонатных (даже почти чисто кальцитовых) конкреций, описанных выше в отложениях собственно морских, но лишенных фунтиковой текстуры. Отличие состоит в том, что в конкрециях с такой текстурой фосфор не концентрируется; его содержание в них ниже (в среднем

0,08%  $P_2O_5$ ), чем во вмещающей породе. Анализ данных табл. 34 и 35 показывает, что низкая концентрация Mg и Fe в этих конкрециях также резко отличает последние от обычных известковых конкреций из собственно морских отложений.

Изучалось распределение ряда малых элементов в конкрециях с текстурой конус в конусе, ассоциирующих с ними Fe-карбонатных конкреций и конкреционных прослоев и вмещающих их породах. Результаты количественного спектрального анализа приведены в табл. 36.

Из сказанного видно, что по условиям залегания, особенностям текстуры, ассоциации и возрастным взаимоотношениям с конкрециями другого состава, а также в силу особенностей химико-минерального состава, конкреции с текстурой конус в конусе следует выделять из других карбонатных образований и рассматривать особо.

### *Распределение $C_{org}$ в карбонатных конкрециях и вмещающих их породах*

Наряду с распределением органического вещества в породах различного гранулометрического состава и фациальной принадлежности определялось содержание  $C_{org}$  и в телах конкреций. Макроскопически иногда удается наблюдать в конкрециях растительный детрит, располагающийся по слоистости пород, что, как и в случае, когда слоистость породы обусловлена изменениями гранулометрического состава, подчеркивает наличие слоистости и в пределах тела конкреций. Обычно о наличии органического вещества (в частности, растительного происхождения) можно судить лишь по темно-серой окраске карбонатных стяжений. Следует отметить, что, как правило, вмещающие конкреции породы окрашены в более темный цвет. В этой связи естественно предположить, что они богаче органическим веществом, чем конкреции.

По наблюдениям В. В. Копериной (1956), в каменноугольных отложениях Карагандинского бассейна, если конкреция пересекает слоистость, выраженную послойным скоплением детрита, то в пределах конкреции слоистость не сохраняется, так как детрит полностью исчезает. Автор делает вывод, что «в том участке породы, где происходит образование сидерита, разложение органического вещества протекает более интенсивно». Подобное явление наблюдалось и нами в угленосных отложениях Донбасса, однако только в тонкозернистых породах. В крупных конкрециях из песчаников слоистость в ряде случаев подчеркнута, как и во вмещающей породе, послойным скоплением обугленного растительного детрита.

Все эти наблюдения носят чисто качественный характер, и по ним нельзя составить ясного представления о действительном

распределении  $C_{org}$  в карбонатных конкрециях и вмещающих их породах, об интенсивности разложения органического вещества в тех и других и т. д. Для выяснения этих вопросов было проведено определение  $C_{org}$  в ряде образцов конкреций и вмещающих их пород. Результаты химического анализа, а также данные о содержании в конкрециях минерального нерастворимого остатка, приведены в табл. 37.

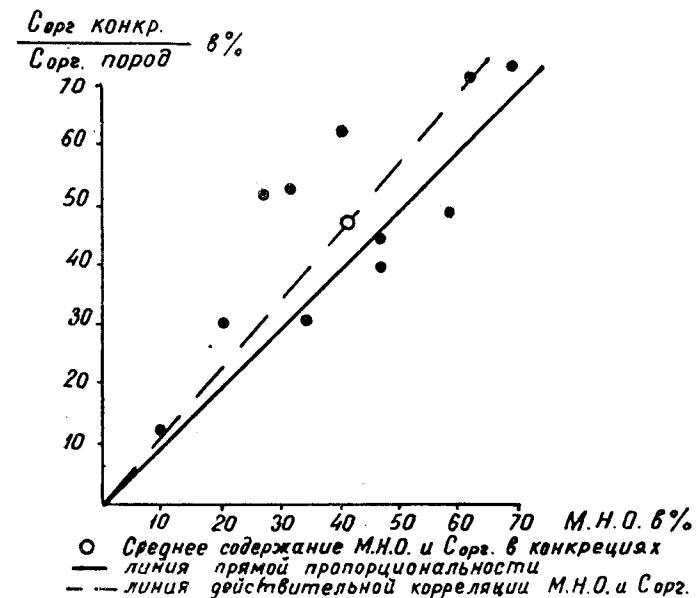


Рис. 60. Корреляция между содержанием органического вещества и минеральным нерастворимым остатком в карбонатных конкрециях.

Для удобства анализа полученных результатов и наглядности данные о содержании минерального нерастворимого остатка (м. н. о.) в конкрециях и о содержании  $C_{org}$  в них (в процентах от количества  $C_{org}$  во вмещающих породах) представлены графически (рис. 60).

Сравнительное определение содержания  $C_{org}$  в парных образцах подтвердило предположение о том, что конкреции беднее органическим веществом, чем вмещающие их породы. Представляло интерес выяснить, происходит ли уменьшение содержания  $C_{org}$  в конкрециях, по сравнению с содержанием его во вмещающей породе, обратно пропорционально относительному содержанию конкрецииобразующего карбоната или, что то же самое, прямо пропорционально относительному содержанию минерального нерастворимого остатка.

Из рис. 60 видна в общем прямая количественная корреляция между содержанием в конкрециях минерального нерастворимого остатка и относительным содержанием  $C_{\text{ орг}}$ , выраженным в процентах от количества  $C_{\text{ орг}}$  в породах. Об этом можно судить по положению точек, располагающихся вблизи прямой, проходящей через начало координат под углом  $45^\circ$  к ним. Иными словами, разбавляющее действие стягивающихся конкреций образующих карбонатов практически в одинаковой мере сказывается на содержании в единице объема тела конкреции как минерального нерастворимого остатка, так и органического вещества, являющегося составной (правда, органической) частью нерастворимого в HCl остатка.

Таблица 37  
Распределение  $C_{\text{ орг}}$  в конкрециях и вмещающих их породах (в %)

Характеристика вмещающей породы	N-образ- цов	Минераль- ный нераствори- мый остаток в поро- де	Содержа- ние $C_{\text{ орг}}$		$C_{\text{ орг. в}}^{}$ конкре- ции
			в конкре- ции	$C_{\text{ орг. в}}^{}$ породе	
Алевролит т-с	У-51а	47,2	0,95	0,38	40,0
Аргиллит т-с с морской фауной	У-30	27,7	1,15	0,60	52,1
Песчаник мз баровый	УКБ-28	58,8	0,67	0,32	49,2
Аргиллит т-с с морской фауной	93	62,2	1,17	0,84	71,7
Аргиллит зеленовато-серый	275/М	10,2	0,55	0,07	12,7
Алевролит серый	379/М	20,1	1,52	0,46	30,2
Аргиллит зеленый	631	35,3	0,35	0,11	31,4
Аргиллит т-с с морской фауной	116	32,0	0,96	0,51	53,1
Алевролит зеленый	405	46,8	0,20	0,09	45,0
Аргиллит т-с с морской фауной	У-33	40,3	1,15	0,72	62,6
Аргиллит т-с с морской фауной	У-35	69,2	1,15	0,85	73,9

Примечание. Т-с — темно-серый, мз — мелкозернистый.

Безусловно, в процессе отложения карбонатов конкреций происходит частичное метасоматическое замещение обломочных минералов, наряду с заполнением пор между ними. Следы коррозии зерен кварца, полевых шпатов и других обломочных зерен можно часто наблюдать в шлифах конкреций. В какой-то мере, возможно, коррозия распространяется и на органическое вещество, однако полученные нами данные не подтверждают мнение В. В. Копериной (1956) о более интенсивном разложении органического вещества в тех участках породы, где отлагаются карбонаты конкреций. Как показано на графике, большинство точек ложится выше прямой, проведенной под углом  $45^\circ$  к осям координат через их начало (сплошная линия). Если нанести на график среднеарифметические значения содержания в конкрециях минерального нерастворимого остатка (40,9%)

и  $C_{\text{ орг}}$ , выраженного в процентах к содержанию  $C_{\text{ орг}}$  в породах (47,4%), то соответствующая им точка и линия, проведенная через нее и начало координат (пунктир), также будут падать выше указанной прямой.

Таким образом, наблюдается некоторое относительное обогащение тела конкреции органическим веществом, причем содержание  $C_{\text{ орг}}$  возрастает не пропорционально увеличению содержания минерального нерастворимого остатка, а несколько быстрее. Чем это объяснить? Конечно, не может быть и речи о стягивании органического вещества в участки породы, где формируются конкреции. Органическое вещество, как и обломочный материал, механически захватывается растущими в среде осадка конкрециями. Причина, по нашему мнению, заключается в том, что органическое вещество сохраняется в телах карбонатных конкреций лучше, чем во вмещающей породе. Это легко понять, если учесть раннедиагенетический характер карбонатных конкреций и тот факт, что изменение органического вещества, сопровождающееся частичным его разложением, происходит в породах и в позднем диагенезе, и в катагенезе, хотя и более медленными темпами (Зайцева, 1954; Страхов, 1960). В пользу такого объяснения свидетельствует значительно лучшая сохранность растительных и других органических остатков в конкрециях (рис. 54), чем во вмещающих их породах. Примером могут служить карбонатные угольные почки с прекрасной сохранностью самых тонких элементов клеточного строения растительных тканей (Зарыцкий, 1956, 1959 и др.; Снигиревская, 1964).

Относительное обогащение конкреций  $C_{\text{ орг}}$ , по сравнению с вмещающей породой, видно и из следующего простого расчета. В табл. 37 приведены данные о содержании  $C_{\text{ орг}}$  в Ca-карбонатных конкрециях с текстурой конус в конусе (обр. У-30) и в заключенных в ней или находящихся рядом Fe-карбонатных конкрециях (обр. У-33 и У-35). По нашему мнению (Зарыцкий, 1963а), известковые конкреции с фунтиковой текстурой — образования позднедиагенетические. Если наши представления о консервации органического вещества в телах карбонатных конкреций верны, то в позднедиагенетических конкрециях, при прочих равных условиях, на единицу количества минерального нерастворимого остатка должно приходиться меньше органического вещества, и наоборот. В нашем примере налицо равные условия: и те и другие конкреции находятся в одном и том же слое породы.

Обратимся к цифрам. Если разница в содержании минерального нерастворимого вещества для образцов раннедиагенетических Fe-карбонатных конкреций (У-35 и У-33) равна 28,9%, то разница в содержании  $C_{\text{ орг}}$  в них составляет 0,13%. Если бы содержание органического вещества в осадке в период между

формированием раннедиагенетических Fe-карбонатных конкреций и позднедиагенетических Ca-карбонатных конкреций с текстурой конус в конусе оставалось неизменным, то в известковой конкреции количества  $C_{\text{org}}$  было бы пропорционально количеству минерального нерастворимого остатка. Поскольку для образцов У-33 и У-30 разница в содержании нерастворимого остатка составляет 12,6%, то содержание  $C_{\text{org}}$  в последнем (конкремция с текстурой конус в конусе) уменьшилось бы, по сравнению с образцом У-33 (раннедиагенетическая Fe-карбонатная конкреция), всего лишь на 0,05—0,06%. В действительности (табл. 37) содержание  $C_{\text{org}}$  в образце У-30 снизилось на 0,12%, т. е. явно не пропорционально уменьшению количества минерального нерастворимого остатка.

Это позволяет сделать такое заключение: поскольку содержание  $C_{\text{org}}$  в позднедиагенетических конкреционных образованиях не пропорционально количеству минерального нерастворимого остатка (как в раннедиагенетических конкрециях из одного и того же слоя породы), то следовательно, за период времени между формированием ранне- и позднедиагенетических конкреций заметно уменьшилось содержание  $C_{\text{org}}$  в осадках. В то же время в Fe-карбонатных конкрециях сохранилось большее количество  $C_{\text{org}}$ , соответствующее содержанию его в осадке в момент формирования раннедиагенетических конкреций (на единицу объема осадка). Конечно, и в известковой конкреции с фунтиковой текстурой содержание  $C_{\text{org}}$  в общем пропорционально количеству минерального нерастворимого остатка. Разница заключается в том, что к моменту формирования позднедиагенетических известковых конкреций во вмещающем осадке уменьшилось содержание  $C_{\text{org}}$  на единицу объема.

Фигуративная точка, соответствующая содержанию в известковой конкреции с текстурой конус в конусе минерального нерастворимого остатка и  $C_{\text{org}}$  (в процентах от  $C_{\text{org}}$  в породе), падает на графике (рис. 60) выше линии прямой пропорциональности. Это можно считать доказательством лучшей сохранности органического вещества в конкрециях даже на стадии позднего диагенеза.

### **Изоморфизм железа, магния, кальция и марганца в диагенетических карбонатах**

О так называемых «сферосидеритах»

В работах по литологии угленосных и безугольных толщ для карбонатных стяжений утвердился термин «сферосидерит» и его разнообразные синонимы: «глинистые сферосидериты», «глинистые сидериты», «глинисто-сидеритовые стяжения», «стыжения глинистого сферосидерита», «глинистые железняки»,

«мергелевидные сидериты» и даже «линзы сферосидерита» и т. п. — отечественных исследователей, а также «clay ironstone», «ironstone nodules», «nodules de sideros», «sphäerosideritknollen», «dachosphäerosiderit», «pelosiderity», «töneisenstein» и т. п. — иностранных авторов.

Все эти термины появились в конце прошлого и начале нашего века. В настоящее время такой неопределенный термин, как «сферосидерит», уже не удовлетворяет литологов. Но по традиции он все еще встречается во многих работах последних лет (Жемчужников, 1948; Полянин, 1949; Банковский, 1950; Гейслер, 1950; Савич-Заблоцкий, 1950; Васильев, 1951; Тимошенко, 1953; Канский, 1955; Lippmann, 1957; Nelson, 1956; Конюхов, 1956; Кутина, 1956; Ткаченко, 1957; Roth, Mathejka, 1953; Петухова, 1958; Посыльный, Сальников, 1956; Корженевский, 1955; Weber, Williams, 1965; Wojciechowski, 1968 и др.). При этом в таких «сидеритах» содержание  $MgCO_3$  и  $CaCO_3$  составляет, например, соответственно 33 и 29% (Lippmann, 1955).

Очень часто авторы не приводят убедительных доказательств сидеритового состава описываемых ими «сферосидеритов» (Канский, 1955; Конюхов, 1956; Ткаченко, 1957). Очевидно, это связано со все еще распространенным неверным представлением об однообразном сидеритовом составе карбонатных конкреций в терригенных отложениях.

Положение осложняется тем, что в ряде случаев авторы, не ограничиваясь простой констатацией наличия минеральных включений — «сферосидеритов», делают на этом основании вывод об условиях осадконакопления заключающих конкреции отложений. Неправильное представление о составе конкреций, естественно, приводит к неверным выводам и об условиях образования вмещающих пород.

При детальном изучении т. н. «сферосидериты» в угленосных и безугольных отложениях почти всегда оказывались карбонатными образованиями сложного состава с колеблющимся, подчас в широких пределах, содержанием отдельных карбонатных составляющих. Иными словами, обнаруживалось несоответствие этого термина действительному составу минеральных стяжений (Колотухина, 1949; Станкевич и Яговдик, 1950; Тимофеева, 1956; Македонов, 1954, 1957 и др.; Акаева, 1955; Коперина, 1956; Шаповалова, 1955; Narabski, 1955; 1957; Зарыцкий, 1955, 1956, 1956а, 1956б, 1959, 1959в; Свягин, 1955; Корчагин, Винокуров, 1958; Габинет, 1959; Шнюков, 1961, Эренбург, 1962; Теодорович, Похвиснева, 1964; Перозио, Мандрикова, 1966; Кучеренко, 1968; Van Tassel, Scheere, 1960 и др.).

Исходя из сказанного, а также учитывая известные успехи в изучении конкреционных образований, мы еще в 1959 г. (Зарыцкий, 1959, 1959б) предлагали отказаться от термина «сферосидерит» для карбонатных конкреций в целом или, во вся-

ком случае, ограничить его применение конкрециями с установленным сидеритовым составом. Одновременно подчеркивалась необходимость детального литологического изучения минеральных включений конкреционного типа, которые могут быть использованы как показатели фациальных условий осадконакопления и раннедиагенетической обстановки превращения осадков в породы, а также в качестве «руководящих ископаемых» для целей корреляции. Интересно отметить, что еще Р. Е. Лизеганг (Lisegang, 1913) оспаривал правомерность термина «сферосидерит», правда, на том основании, что называемые так конкреции не имеют ясного концентрического строения.

К сожалению, даже в недавно увидевшей свет обстоятельной работе Ч. М. Халифа-заде и С. М. Аббасова (1963) терминами «глинистый сидерит» и «сферосидерит» обозначаются сложные и разнообразные по составу, часто поликомпонентные или полиминеральные, карбонатные образования, в которых содержание  $\text{CaCO}_3$  или  $\text{MgCO}_3$  зачастую превышает содержание  $\text{FeCO}_3$ . Вызывает удивление тот факт, что в работе Ю. М. Лазаренко (1964) конкреционные образования Донецкого бассейна все еще рассматриваются как «скопления сферосидеритов и глинисто-железистых конкреций», а в работе С. В. Кузнецовой и А. Л. Литвин (1968) упоминаются «сидеритовые конкреции». Таким образом, авторы придерживаются устаревшей точки зрения на конкреции, распространенной в конце 40-х годов.

Подобное положение наблюдается и за рубежом. Так, даже в морских глинистых отложениях с типичной стеногалинной фауной пенисильванского возраста отмечается присутствие «желвакового сидерита» (Weber, Williams, Keith, 1964), что весьма сомнительно.

#### *Изоморфное вхождение кальция в сидеритовые и магниосидеритовые конкреции*

Как уже отмечалось, изоморфизм многокомпонентных природных карбонатов издавна привлекал внимание исследователей. Однако авторы более ранних работ (Ford, 1917; Билибин, 1927) судили об изоморфизме в карбонатах сложного состава лишь на основании химического состава последних. Имеющиеся в настоящее время литературные данные о пределах взаимного замещения в природных карбонатах железа и кальция недостаточно определены. Согласно теории изоморфизма, вследствие большой разницы в размерах ионов  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$  трудно ожидать значительной изоморфной смесимости карбонатов Fe и Ca при низких температурах зоны, гипергенеза. Экспериментально было показано также (Rosenberg, Harker, 1956), что при температуре 400—500°C и высоком давлении  $\text{CO}_2$  в си-

дерите может растворяться в условиях равновесия до 5 мол. %  $\text{CaCO}_3$ . Дж. Дэна и др. (1953) предполагают ограниченный изоморфизм Fe и Ca в сидеритах, но допускают, что возможно соотношение Ca: (Fe и др.) = 1 : 3,4. Согласно Г. А. Билибину (1927), максимальное содержание  $\text{CaCO}_3$  в сидерите достигает 13 мол. %. В карбонатах ряда магнезит — сидерит, по мнению В. Б. Татарского (1955), кальций содержится в незначительном количестве или вовсе отсутствует.

В последнее время появились новые сведения о Mg — Fe-карбонатах, содержащих значительные количества  $\text{CaCO}_3$ . При этом нередко отмечается, что содержание  $\text{CaCO}_3$  превышает количество  $\text{MgCO}_3$  (Виталь, 1959; Зарицкий, 1956а, 1956б, 1956в, 1959в, 1964в, 1964 г; 1965а; Каурковский, 1954; Коперина, 1956; Коперина, Тимофеева, 1959; Кучеренко, 1957; Литвиненко, 1953, 1957; Логвиненко, Карпова, 1961; Логвиненко, Карпова, Космачев, 1961; Пряхина, 1958; Сердюченко, 1951; Станкевич, 1957; Ткаченко, 1956; Эренбург, 1962; Перозио, Мандрикова, 1966 и др.). Так, в конкреционных сидеритах из раннемезозойских отложений Русской платформы установлено присутствие до 7,8 мол. %  $\text{CaCO}_3$  (Виталь, 1959); в Mg — Fe-карбонатных конкрециях угленосных отложений содержание  $\text{CaCO}_3$  достигает 6—10% (Коперина, Тимофеева, 1959), в карбонатных конкрециях из таврической формации Крыма — 38—39% от суммы карбонатов (Логвиненко, Карпова, Космачев, 1961). Последние авторы пришли к выводу, что даже в конкрециях с высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$  кальцит и анкерит отсутствуют и кальциевая составляющая входит в состав магниосидерита, который они предлагают называть кальциевым магниосидероплезитом.

По данным Б. Г. Эренбурга (1962), среди конкреций Кузбасса присутствуют сидериты с содержанием изоморфного  $\text{CaCO}_3$ , достигающим 12—15 мол. %. Мономинеральность карбонатов в некоторых работах из перечисленных (Виталь, 1959; Литвиненко, 1957; Логвиненко, Карпова, Космачев, 1961; Пряхина, 1958; Станкевич, 1957; Эренбург, 1962; Зарицкий, 1964 г, 1964д, 1965а; Перозио, Мандрикова, 1966) доказывается рентгенометрическими, термическими и оптическими исследованиями. Другие авторы выражают сомнение относительно более широкого изоморфизма Mg,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  и Ca в гипергенных карбонатах (Павлишин, Сливко, 1967).

Переходя к характеристике конкреционных карбонатов угленосных отложений Донецкого бассейна, необходимо, в согласии с другими авторами (Татарский, 1955; Виталь, 1959; Эренбург, 1962), отметить трудности минералогического изучения конкреций, обусловленные высокой дисперсностью их материала, а также частым присутствием в них одновременно нескольких карбонатных минералов. Вместе с тем применение химического, термического и кристаллооптического анализа (Зарицкий, 1956;

1956а, 1959, 1959в; Тимофеева, 1959) позволяет утверждать, что при поликомпонентном составе конкреций мы нередко имеем дело с изоморфными смесями, а не с механическими смесями карбонатных составляющих.

Учитывая отмеченные трудности, а также то, что перечисленные методы в ряде случаев не дают прямых доказательств образования карбонатами Fe и Ca твердых растворов и не определяют степень их смесимости, мы решили прибегнуть к рентгеноаметрическому анализу образцов. Для этого была подобрана серия железистых и магнезиально-железистых конкреционных карбонатов с различным содержанием  $\text{CaCO}_3$  (табл. 38). Изучение проводилось автором на дифрактометре УРС-50И. Съемка образцов производилась в идентичном режиме (25 кВ, 5 мА, Fe-антикатод).

В образцах Fe-карбонатных конкреций с высоким (более 90%) содержанием  $\text{FeCO}_3$  (табл. 38, обр. У-72 и 170) рентгеноаметрически устанавливается только одна кристаллическая фаза, соответствующая обычному сидериту (табл. 39, рис. 44). Это хорошо согласуется с данными термического анализа (рис. 47, обр. 170) и оптического изучения ( $N_0 = 1,852—1,860$ ).

Таблица 38  
Химический состав карбонатных конкреций (в %)

№ образцов	$\text{FeCO}_3$	$\text{CaCO}_3$	$\text{MgCO}_3$	$\text{MnCO}_3$	№ образцов	$\text{FeCO}_3$	$\text{CaCO}_3$	$\text{MgCO}_3$	$\text{MnCO}_3$
У-72	94,40	1,80	2,40	1,40	У-121	76,60	8,40	13,80	1,20
170	90,10	3,80	3,70	2,40	У-33	65,60	13,10	20,10	1,20
150	76,00	10,60	11,80	1,60	У-20	60,73	15,80	22,40	1,07
У-59	70,40	6,80	19,60	3,20	4/19-20	57,96	30,43	8,10	3,51
168	77,25	9,90	11,00	1,85	7/ЮК	58,82	21,73	16,60	2,85
У-117	82,00	8,60	7,40	1,40					

Иначе обстоит дело с железистыми карбонатами, обогащенными углекислым кальцием и магнием (табл. 38, обр. 150, 168, У-59, У-117, У-121). Отличительной особенностью рентгенограмм данных образцов, как и аналогичных по составу конкреций из Кузбасса (Эренбург, 1962), является более или менее четко выраженное раздвоение линий сидерита. Это видно из табл. 41 и еще нагляднее из рис. 61 (обр. 150), где для сравнения дана дифрактограмма обычного сидерита (обр. 170). Раздвоение линий на рентгенограммах Б. Г. Эренбурга (1962) объясняет присутствием в образцах двух сидеритов различного состава: «обычного» сидерита и «кальциосидерита». Вследствие различий в параметрах элементарной ячейки, вызванных изоморфными замещениями, они дают интерференционные макси-

мумы при несколько различающихся углах. При расчете рентгенограмм замерялись положения обеих линий дублетов. Оказалось, что кристаллическая фаза, к которой относятся линии дублетов с меньшими значениями межплоскостных расстояний, близка к нормальному сидериту (Михеев, 1957). Другая фаза по величине межплоскостных расстояний соответствующих ей

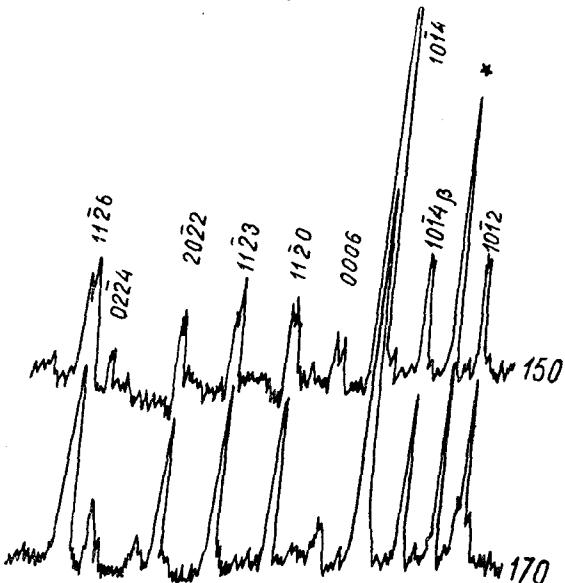


Рис. 61. Дифрактограммы карбонатных конкреций (звездочкой отмечена линия кварца).

линий дублетов не может быть отождествлена ни с одним карбонатом группы кальцита. Больше всего она отвечает сидериту, но с элементарной ячейкой увеличенных размеров. Такое увеличение может быть обусловлено только изоморфными замещениями ионов  $\text{Fe}^{2+}$  более крупными ионами  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mn}^{2+}$  (Литвиненко, 1957; Станкевич, 1957; Эренбург, 1962). Очень хорошо видно раздвоение линий на дифрактограмме образца 150 (рис. 61), в котором содержание  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  примерно равно и немногим превышает 10%. Для сравнения возьмем образец У-59 с небольшим содержанием  $\text{CaCO}_3$  — 6,8% и значительным  $\text{MgCO}_3$  — 19,6%. Линии кальцита на рентгенограммах обоих образцов отсутствуют. Расстояния между линиями аналогичных дублетов на рентгенограмме образца У-59 обычно меньше, чем у образца 150 (табл. 40).

Б. Г. Эренбург (1962) показал, что 1% изоморфного  $\text{CaCO}_3$  повышает параметр  $a$  ячейки сидерита на 0,003  $\text{kX}$ , тогда как

1%  $MgCO_3$  понижает его на 0,0006  $\kappa X$ . Таким образом, на параметры ячейки влияет в конечном счете только та часть  $CaCO_3$ , которая превышает количество его, необходимое для компенсации противоположного влияния  $MgCO_3$ . Вот почему разница величин межплоскостных расстояний линий аналогичных дублетов на рентгенограмме образца 150 несколько больше, чем для образца У-59.

Таблица 39  
Рентгенограммы карбонатных конкреций

Сидерит (Михеев, 1957)		У-72		170		Сидерит (Михеев, 1957)		У-72		170	
J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$
1	(3,956)	5	—	4	—	7	2,135	7	2,133	7	2,130
6	3,592	3,592	4	3,592	6	1,966	6	1,966	1	1,959	
1	3,330	—	—	—	2	(1,913)	2	(1,905)	2	(1,917)	
3	(3,077)	4	(3,064)	4	(3,076)	5	1,799	3	1,791	2	1,792
10	2,791	10	2,791	10	2,800	9	1,733	9	1,730	8	1,735
1	2,572	1	2,575	1	2,570	2	1,527	1	1,521	1	1,536
6	2,348	6	2,338	5	2,341	4	1,505	4	1,501	3	1,501

Отношение интенсивности линий «кальциосидерита» и обычного сидерита соответствующих дублетов для образца 150 выше, чем для У-59. Следовательно, содержание  $CaCO_3$  и отношение  $CaCO_3 : MgCO_3$  определяют как количество кальцийсодержащего сидерита, так и его состав.

Из экспериментальных значений межплоскостных расстояний путем соответствующих расчетов получены параметры элементарной ячейки кристаллической фазы, отвечающей нормальному сидериту (фаза I) и фазы, обогащенной изоморфными примесями  $Mg$  и  $Ca$  (фаза II) (табл. 41).

По параметрам элементарной ячейки первая фаза близка к обычному сидериту. Вторая кристаллическая фаза, как уже отмечалось, по величине параметров  $a$  и  $c$  ближе всего к сидериту, но сидериту с увеличенными параметрами элементарной ячейки. Такое увеличение может быть вызвано только замещением части ионов  $Fe^{2+}$  ионами с большим радиусом, в частности ионами  $Ca^{2+}$ .

Следует отметить, что вычисленные параметры несколько занижены по сравнению с рассчитанными по химическому составу. Соответственно и количество изоморфного  $Ca$ , вычисленное по параметрам, будет ниже, чем определенное на основа-

нии данных термического и химического анализа. Вычисление велось по формуле (Эренбург, 1962)

$$CaCO_3 \text{ (мол. \%)} = \frac{a - 4,681}{4,981 - 4,681},$$

где  $a$  — параметр ячейки Fe-карбоната, обогащенного изоморфными примесями.

Таблица 40  
Рентгенограммы карбонатных конкреций

$h\bar{k}\bar{l}$	Сидерит (Михеев, 1957)		150		У-59		168		У-117	
	J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$	J	$\frac{d_a}{n}$
1012	6	3,592	3	3,596	4	3,588	4	3,592	3	3,360
1012	10	2,802	10	2,791	10	2,777	10	2,791	10	2,791
1014	10	2,791	1	2,593	1	2,581	2	2,577	2	2,579
0006	1	2,572	2	2,547	1	2,560	2	2,557	2	2,556
0006	3	2,346	3	2,358	4	2,342	4	2,341	4	2,341
1120	6	2,348	3	2,340	5	2,343	5	2,337	4	2,334
1120	5	2,142	6	2,134	5	2,130	4	2,130	4	2,130
1123	7	2,135	3	2,127	6	2,125	3	2,122	4	2,125
2022	3	1,967	4	1,963	4	1,961	3	1,963		
2022	6	1,966	3	1,960	5	1,959	4	1,955	t3	1,959
0224	2	1,792	2	1,792	3	1,799	2	1,794		
0224	5	1,799	2	1,788	2	1,789	3	1,792	2	1,791
1126	6	1,737	7	1,733	7	1,737	7	1,734		
1126	9	1,733	5	1,727	7	1,728	8	1,730	7	1,730

Таблица 41  
Параметры элементарной ячейки сидерита

№ об- раз- ца	Индекс линий	$a (\kappa X)$		$c (\kappa X)$		$c/a$	
		Фаза I	Фаза II	Фаза I	Фаза II	Фаза I	Фаза II
150	1120	4,680	4,691	—	—	—	—
	1123	4,684	4,690	15,23	15,54	3,256	3,313
	2022	4,683	4,690	25,25	15,56	3,257	3,317

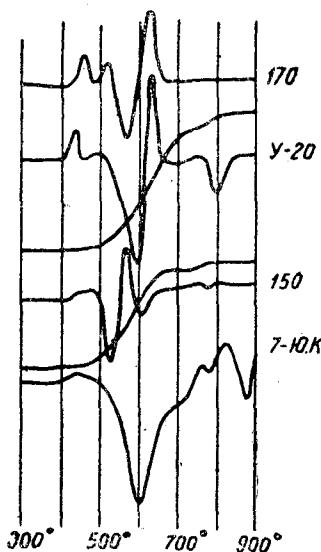
Поскольку в составе подобных карбонатов обязательно присутствует  $MgCO_3$ , обычно преобладающий над  $CaCO_3$ , правильнее будет называть их кальцийсодержащими магниосидеритами или кальциомагниосидеритами (Зарицкий, 1964в, 1965а, 1966). При обратном соотношении примесей Mg и Ca такие карбонаты можно назвать магниокальциосидеритами (Коперина, Тимофеева, 1959), если они не образуют анкерит (см. ниже). Сходные названия несколько позже были предложены Г. Н. Перозио и Н. Т. Мандриковой (1966).

Термический анализ не позволяет фиксировать обе сидеритовые фазы. Правда, кривая нагревания образца 150 (рис. 62) характеризуется наличием как бы двойного эндоэффекта с максимумами при 525 и 600°C, разделенного экзотермическим пиком окисления  $FeO$  (560°C). Появление двух максимумов при 540 и 575°C и расщепление эндотермического эффекта отмечалось и другими авторами (Перозио, Мандрикова, 1966). Возможно, это явление обусловлено неодинаковой термической стойкостью обычного сидерита и кальциомагниосидерита (Эренбург, 1962). Имеется также слабый эндотермический эффект при температуре 750—780°C, связанный, очевидно, с незначительной примесью свободного  $CaCO_3$ .

Этому эндоэффекту отвечает некоторый подъем кривой потери веса. Термический анализ показал присутствие небольшой примеси свободного  $CaCO_3$  также в образце 168 с валовым содержанием  $CaCO_3$  9,9%. В образцах с меньшим содержанием  $CaCO_3$ , чем в образцах 150 и 168, ни рентгенометрическим, ни термическим анализом присутствие кальцита не установлено. Содержание свободного  $CaCO_3$  в образце 150 меньше 3%, так как линии кальцита на рентгенограммах появляются начиная примерно с 3% (Эренбург, 1962). На кривых нагревания эндотермический эффект отмечен при наличии около 1% свободного  $CaCO_3$  (Цветков, 1949).

Рис. 62. Термограммы карбонатных конкреций.

На основании этого был сделан вывод, что даже в том случае, когда содержание  $CaCO_3$  в конкрециях составляет около 10%, некоторая часть его (1—2%) все же не входит в решетку магниосидерита, а образует самостоятельную фазу — кальцит (Зарицкий, 1964в, 1965а).



Близкие данные были получены Г. Н. Перозио и Н. Т. Мандриковой (1966), которые установили содержание  $CaCO_3$  в железистых карбонатах от 5,6 до 13%. В новейшей справочной литературе также допускается предельное содержание  $CaCO_3$  в сидерите 10—15% (Дир, Хауи, Зусман, 1966).

Как показано в предыдущих разделах, конкрецииобразующие карбонаты существенно Fe-карбонатных конкреций по своим оптическим свойствам обычно отличаются от типичного сидерита. Показатели преломления для обыкновенной волны в зависимости от состава колеблются в широких пределах — от 1,795 до 1,854.

Рассмотрим образцы конкреций У-33 и У-20 с валовым содержанием  $CaCO_3$ , превышающим 10% (табл. 38). Как и в случае образцов 150, У-59, У-117, линии сидерита на рентгенограммах представлены дублетами. Отличие рентгенограмм образцов У-33 и У-20 состоит в присутствии линий кальцита (табл. 42).

Таблица 42  
Рентгенограммы карбонатных конкреций

$h\bar{k}\bar{l}$	Сидерит (Михеев, 1957)		У-33		У-70		У-44		Кальцит (Михеев, 1957)	
	$J$	$\frac{d_a}{n}$	$J$	$\frac{d_a}{n}$	$J$	$\frac{d_a}{n}$	$J$	$\frac{d_a}{n}$	$J$	$\frac{d_a}{n}$
1012					4	3,604				
1012	3	3,592	4	3,592	1	3,013	2	3,015	3	3,596
1015	10	2,791	10	2,794	10	2,801	8	2,794	10	3,028
0006	1	2,572	2	2,584	1	2,589				
0006			2	2,573	1	2,573	1	2,578	5	2,490
1120			4	2,477	1	2,492	1	2,490	6	2,277
1120	6	2,348			4	2,345	4	2,346	3	2,348
1123					1	2,277	2	2,271	2	2,279
1123					6	2,135	5	2,134		
1123	7	2,135	3	2,130	3	2,128	4	2,126	7	2,088
2022							1	2,080		
2022	6	1,966	4	1,959	4	1,962	3	1,960	8	1,912
			2	1,907	2	1,911	2	1,905	9	1,869
			1	1,852	1	1,865	1	1,865		
0224			2	1,792	2	1,796				
0224	5	1,799	1	1,788	1	1,792	1	1,792		
1126					6	1,736	5	1,741		
1126	9	1,733	8	1,730	6	1,734	4	1,732		

Поскольку линии кальцита появляются на рентгенограммах примерно с 3%, можно принять, что в образцах У-33 и У-20 количество свободного  $\text{CaCO}_3$  равно соответственно 3—4 и 6—8%. Остальная часть углекислого кальция (в обоих образцах около 8—10 мол.%) образует твердый раствор с магнисидеритом. Двухфазовый характер основного конкрециеобразующего минерала дает основание считать, что в решетку кальциомагниосидерита входит примерно в два раза больше углекислого кальция — около 16—20 мол.%.

Наличие кальцита в сидеритовых конкрециях рентгенометрически отмечено и Ф. Липманом (Lippman, 1955). Этот автор сообщает также о присутствии в них магнезита, что едва ли возможно вследствие хорошей изоморфной смесимости  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ .

Результаты термического изучения образцов У-33 и У-20 хорошо согласуются с данными рентгенометрии. На термограммах двум последовательным во времени эндотермическим эффектам диссоциации карбонатов (500—600 и 780—810° С) отвечает конфигурация кривой потери веса, на которой выделяются два участка: первый — резкого подъема кривой, соответствующий диссоциации  $\text{Mg} - \text{Fe-карбоната}$ , и второй, слабого подъема-диссоциации свободного  $\text{CaCO}_3$ . Наличие свободного  $\text{CaCO}_3$  установлено нами ранее (Зарицкий, 1956а, 1959) с помощью термического анализа в магнезиально-железистых конкрециях с содержанием валового  $\text{CaCO}_3$  выше 10%.

Обращает внимание заметное снижение температуры диссоциации  $\text{CaCO}_3$ . Причина этого, видимо, кроется в тонкой дисперсности выделений кальцита, а также в сильном разбавлении его остальными компонентами, что, согласно А. И. Цветкову (1953), существенно понижает температуру диссоциации рассеянного карбоната. Присутствие ясных линий кальцита на рентгенограммах образцов У-33 и У-20 указывает на то, что высокотемпературный эндотермический эффект отвечает диссоциации свободного  $\text{CaCO}_3$ , а не «высвобождающегося» в результате распада кальциомагниосидерита. Как известно, такое высвобождение молекулы  $\text{CaCO}_3$  имеет место лишь при диссоциации двойных солей (доломита, анкерита), тогда как в кальцийсодержащем магнисидерите ионы  $\text{Ca}^{2+}$  занимают места ионов  $\text{Fe}^{2+}$ , и распад кристаллической решетки кальциомагниосидерита — единый и одновременный (одноактный) процесс.

Некоторые из описываемых образцов в тонкоизмельченном виде были обработаны на холду 1,85%-ной HCl. Наличие кальция в солянокислой вытяжке определялось по реакции со щавелевокислым аммонием. В образцах У-72 и 170 следов кальция нет. Следовательно, весь Ca в них входит в структуру железистого карбоната. Небольшое количество кальция обнаружено в солянокислой вытяжке образца 150, что согласуется

с данными термического анализа. Значительное количество кальция имеется в солянокислой вытяжке образца У-33 и особенно образца У-20, присутствие свободного  $\text{CaCO}_3$ , в которых установлено рентгенометрическим и термическим анализом. Простой эксперимент с соляной кислотой, как видим, является весьма показательным, и его можно рекомендовать при массовых опробованиях на наличие свободного  $\text{CaCO}_3$  в существенно Fe-карбонатных конкрециях.

Присутствие свободного  $\text{CaCO}_3$  в конкреционных карбонатах в основном магнезиально-железистого состава свидетельствует об ограниченном изоморфном вхождении кальция в решетку магнисидеритов.

Следующую группу образцов составляют Fe-карбонатные конкреции с относительно более высоким содержанием других компонентов при заметном преобладании  $\text{CaCO}_3$  над  $\text{MgCO}_3$  (табл. 38, обр. 4/19—20 и 7/ЮК). Отсутствие реакции с разбавленной HCl на холду исключает присутствие  $\text{CaCO}_3$  в свободном виде. Минеральный состав этих конкреций устанавливается с помощью термического анализа. Кривые нагревания (рис. 51) представляют собой последовательную запись диссоциации магнисидерита и анкерита. Диссоциации первого из них отвечает эндотермический эффект в области температур 500—610° С. Сменяющее ее общее экзотермическое поднятие дифференциальной кривой деформировано наложением высокотемпературного тройного эндотермического эффекта диссоциации анкерита. При микроскопическом изучении, особенно в окрашенных шлифах, удавалось наблюдать в массе конкреции-образующего магнисидерита микроскопические комочковидные или ромбоэдрические зерна анкерита (Зарицкий, 1956а, 1959). Подобные сочетания сидерита и анкерита в одной конкреции отмечались и в воркутской угленосной свите (Македонов, Цветков, 1957), в бакальских сидеритовых рудах (Белянкин, Лапин, 1937), мезозойских отложениях Русской платформы (Виталь, 1959), сидерита и доломита — в вестфале Бельгии (Van Tassel, Scheere, 1960).

Комплексное изучение конкреционных образований Донецкого бассейна, а также применение рентгенометрического метода в сочетании с термическим и химическим анализами для изучения изоморфизма в существенно Fe-карбонатных конкрециях (Зарицкий, 1964в, 1965а, 1966) позволяют сделать следующие выводы:

1. Карбонатные конкреции очень часто представляют собой изоморфные смеси углекислых солей Fe, Mg, Ca и Mn, две и даже три из которых могут играть роль конкрециеобразователей, определяя химико-минеральный тип конкреции.

2. Конкрециеобразующим минералом стяжений, в составе которых резко преобладает  $\text{FeCO}_3$  (более 90%), является сиде-

рит с входящими в его структуру Mg, Mn и Ca. Такие конкремции мономинеральны.

3. Магниевая составляющая ( $MgCO_3$ ) и марганцевая составляющая ( $MnCO_3$ ) не образуют самостоятельных минералов, а входят изоморфно в состав сидерита и магнисидеритов. Обычно это кальцийсодержащие магнисидериты.

4. В сложных конкреционных карбонатах с преобладанием  $FeCO_3$  (до 70—80%), содержащих  $MgCO_3$  (до 20%) и  $CaCO_3$  (до 10%), устанавливается наличие двух кристаллических фаз: обычного сидерита (возможно, бедного магнием магнисидерита) и магнисидерита, обогащенного изоморфной примесью Ca.

5. Поскольку в состав таких сложных карбонатов обязательно входит Mg и количество его обычно преобладает над количеством Ca, правильнее будет называть их кальцийсодержащими магнисидеритами или кальциомагнисидеритами. При обратном соотношении содержания Mg и Ca такие карбонаты можно называть магниокальциосидеритами, если в них не обнаружен анкерит.

6. В поликомпонентных, в основном Fe-карбонатных, конкрециях с преобладанием количества  $CaCO_3$  (до 30 мол. %) над содержанием  $MgCO_3$  (до 16 мол. %) конкрецеобразователями являются магнисидерит и анкерит (железистый доломит).

7. Кальциевая составляющая ( $CaCO_3$ ) в зависимости от валового содержания либо целиком входит в состав магнисидерита, либо частично выделяется в свободном состоянии в виде диффузно рассеянного кальцита.

8. Верхний предел изоморфного вхождения Ca в решетку Mg — Fe-карбонатов — 8—10% (в виде мол. %  $CaCO_3$ ). Если верно, что Ca в массе своей входит в состав одной фазы — кальциомагнисидерита, то эта цифра должна быть примерно удвоена.

9. Свободный  $CaCO_3$  (кальцит) присутствует в магнезиально-железистых конкрециях с валовым содержанием  $CaCO_3$ , превышающим 8—10%.

#### *Изоморфное вхождение Fe и Mg в конкреционные кальциты*

Из приведенного в начале предыдущего раздела обзора литературы следует, что большинство работ по изоморфизму в природных карбонатах посвящено изучению возможности вхождения в структуру сидеритов Mg, Mn и Ca. Вопрос об изоморфных замещениях в решетке кальцитов, за исключением манганокальцитов и вообще ряда  $CaCO_3$  —  $MnCO_3$  (Павлишин, Сливко, 1962), разработан значительно слабее.

По А. Г. Бетехтину (1950), примеси Fe, Mg и Mn в кальците могут достигать 8%. Дж. Дэна и др. (1953) допускают, что не-

прерывная серия идет от кальцита к сидериту до отношения Fe: (Ca и др.) = 1 : 4,5; максимальная растворимость  $MgCO_3$  в кальците также определяется отношением Mg: (Ca и др.) = 1 : 4,5. В большинстве работ отмечается лишь качественная сторона явления изоморфизма в кальцитах. Суждение о наличии изоморфных примесей в карбонатах кальция основывается, как правило, на данных только химического анализа или окрашивания, в лучшем случае — на оптических исследованиях. При этом отмечается развитие в породах конкреционных кальцитов с обычными оптическими свойствами, иногда с несколько повышенным светопреломлением, до  $N_d = 1,670$  (Бродская, 1959; Виталь, 1959; Зарицкий, 1956а, 1959; Кассовская, 1962; Тимофеева, 1959), в единичных случаях — до  $N_d = 1,674$  (Зарицкий, 1956а, 1959).

На присутствие феррокальцита в конкрециях юрских отложений Дагестана указывает В. Т. Фролов (1958), в юрских отложениях северо-западного Кавказа — Г. И. Теодорович и Е. А. Похвиснева (1964), в нижнекаменноугольных отложениях Урало-Волжской области — Г. И. Теодорович, Н. Н. Соколова, Е. Д. Розонова и М. В. Багдасарова (1962). Но в работах этих авторов нет данных о количестве изоморфных примесей Fe, Mg и Mn в феррокальците. Позднее сводку данных о химизме природных кальцитов дали У. Дир, Р. Хаун, Дж. Зусман (1966).

Экспериментально показано (Rosenberg, Harker, 1956), что при температуре 400—500° С в кальците в условиях равновесия может растворяться до 8 мол. %  $FeCO_3$ . Б. Г. Эренбург (1962) утверждает, что путем осаждения из растворов можно получить метастабильные смешанные карбонаты ряда  $CaCO_3$  —  $FeCO_3$  практически любого состава.

Полифациальный характер угленосных отложений Донбасса и обусловленный этим широкий по химико-минералогическому составу диапазон карбонатных конкреций позволил, наряду с изучением изоморфизма в железистых и магнезиально-железистых карбонатах, провести комплексное изучение и существенно Ca-карбонатных конкреций (Зарицкий, 1964г, 1965а). Была подобрана серия образцов конкреций с преобладанием углекислого кальция и различным содержанием других карбонатных компонентов (табл. 43).

Известковые конкреции (обр. У-51а, У-30, У-2 табл. 43) характеризуются резким преобладанием углекислого Ca (около 90%). Рентгенограммы этих образцов близки к рентгенограмме эталонного кальцита (табл. 44). Правда, величины межплоскостных расстояний некоторых линий кальцита несколько занижены, что объясняется, очевидно, изоморфным вхождением в решетку  $CaCO_3$  небольшого количества Fe, Mg и Mn. Примерный расчет (Эренбург, 1962; Goldsmith, Graf, Ioensuu, 1955) показывает, что такое изменение величины межплоскостного

расстояния наиболее интенсивной линии кальцита, отвечающей спайному ромбоэдру ( $10\bar{1}4$ ), может быть обусловлено изоморфной примесью только  $MgCO_3$  в образцах У-51а и У-2 (соответственно 1,2 и 5,2%) или же примесью только  $FeCO_3$  (соответственно 1,25 и 5,4%). Более вероятно, что в структуру кальцита одновременно входят небольшие количества Mg и Fe. Надо полагать, что весь Mn, обнаруженный в этих образцах химическим анализом, входит изоморфно в  $CaCO_3$  и также сказывается на уменьшении величины межплоскостных расстояний линий кальцита.

Таблица 43

Химический состав карбонатных конкреций (в %)

№ образцов	$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$MnCO_3$	№ образцов	$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$MnCO_3$
У-51а	4,90	91,50	2,50	1,10	9/19—20	8,14	57,60	32,84	1,42
У-30	5,40	91,20	2,60	0,80	4/№ 1	11,96	55,42	30,90	1,72
У-2	5,50	88,20	5,00	1,30	У-1	7,20	56,30	34,60	1,90
5б/5-бис	7,26	61,11	29,91	1,72	У-44	47,10	38,20	13,00	1,70

Из табл. 44 видно, что содержание карбонатов Fe и Mg в этих образцах явно превышает расчетные количества и, следовательно, возможное изоморфное вхождение Fe и Mg в описываемые кальциты. Действительно, на рентгенограммах (табл. 44)

Таблица 44

Рентгенограммы карбонатных конкреций

Кальцит (Михеев, 1957)		У-51а		У-30		У-2	
$I$	$\frac{d_a}{n}$	$I$	$\frac{d_a}{n}$	$I$	$\frac{d_a}{n}$	$I$	$\frac{d_a}{n}$
2	3,849	1	3,837	1	3,833	1	3,806
4	(3,389)	4	(3,343)	7	(3,336)	5	(3,333)
10	3,029	10	3,026	10	3,023	10	3,016
		1	2,813*	1	2,824*	1	2,811*
		1	2,801*	—	—	1	2,787*
5	2,490	3	2,490	2	2,487	3	2,484
6	2,277	5	2,276	4	2,274	4	2,272
7	2,088	4	2,088	3	2,083	3	2,086
8	1,912	4	1,908	3	1,900	4	1,901
9	1,869	5	1,867	3	1,864	4	1,859
1	(1,766)	1	(1,762)	1	(1,757)	1	(1,747)
1	(1,671)	1	(1,670)	1	(1,666)	1	(1,656)
2	1,626	1	1,622	1	1,621	1	1,620
6	1,601	3	1,598	1	1,594	3	1,593

\* Примечание. Звездочкой обозначена дублетная линия ( $10\bar{1}4$ ) двухфазового сидерита.

присутствует слабая раздвоенная линия (дублет), отвечающая наиболее интенсивной линии двухфазового сидерита. Судя по различной интенсивности линий дублета, кальциомагниосидерит несколько преобладает.

Присутствие в этих образцах карбонатов с низкой температурой диссоциации устанавливается вполне определенно и термическим анализом. На кривых нагревания имеются слабые эндоэффекты в интервале температур 500—600° С. Еще лучше это заметно по кривой потери веса: диссоциация карбонатов начинается при температуре около 500° С (рис. 59, обр. У-30). В шлифах известковых конкреций в массе яснокристаллического кальцита вполне определенно устанавливается присутствие мелких буроватых агрегатов высокопреломляющего  $Mg$  — Fe-карбоната. Показатель преломления ( $N_d$ ) этих зерен, замеренный в иммерсионных препаратах по методу В. Б. Татарского (1955), оказался весьма значительным, порядка 1,852—1,868. Следовательно, часть небольших валовых количеств  $FeCO_3$  (около 5%) и  $MgCO_3$  (около 2,5—5,0%) в известковых конкрециях образует самостоятельные фазы обычного сидерита и кальциомагниосидерита, и только небольшая часть Fe и Mg наряду с Mn входит в качестве изоморфной примеси в кальцит, несколько снижая размеры его элементарной ячейки и повышая светопреломление.

Из экспериментальных значений межплоскостных расстояний найден параметр  $a$  элементарной ячейки в изученных конкреционных кальцитах (таблица 45). Как видно из таблицы, параметр  $a$  во всех случаях несколько понижен, по сравнению с параметром для чистого кальцита (4,981  $kX$ ).

Изменения в структуре кальцита обусловлены изоморфным вхождением ионов  $Fe^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ , радиусы которых намного меньше, чем  $Ca^{2+}$ . Г. Н. Перозио и Н. Т. Мандрикова (1966), установившие также присутствие в диагенетических кальцитах весьма небольших количеств  $FeCO_3$  (2,0—6,2%),  $MgCO_3$  (1,4—3,1%) и  $MnCO_3$  (0,7—2,38%), называют эти кальциты мангано-магниоферрикальцитами.

Наличие железистого карбоната в кальцитовых конкрециях среднеюрских отложений северо-западной окраины Донецкого бассейна обнаружено рентгенометрически, а в некоторых слу-

Таблица 45  
Параметр  $a$  элементарных ячеек кальцита

№ образцов	Индекс линий	$a(kX)$
У-51а	1120	4,968
У-2	То же	4,956
У-30	»	4,956
У-1	»	4,973

чаях и оптически, Г. В. Карповой и В. Г. Космачевым (1962). Сидерит в известковых конкрециях выявлен рентгенометрически и Ф. Липпманом (Lippmann, 1955).

Для серии образцов 5б/5-бис, 9/19-20 и 4/№ 1 (табл. 43) характерно преобладание в их составе углекислого кальция, повышенное содержание  $MgCO_3$ , наличие  $FeCO_3$  и  $MnCO_3$ . При столь высоком содержании  $CaCO_3$  слабая реакция с  $HCl$  на холodu исключает предположение о простой смеси карбонатных составляющих. Пересчет данных химического анализа приводит к формуле, ближе всего отвечающей анкериту. При этом устанавливается некоторый избыток  $CaCO_3$ . Реакция с 1%-ным раствором железосинеродистого калия, подкисленным соляной кислотой, дает характерную для анкерита светло-синюю окраску. Показатель преломления  $N_0 = 1,698-1,710$  с учетом данных химического анализа соответствует только анкериту (железистому доломиту) с небольшим содержанием  $FeCO_3$  — порядка 10% (Татарский, 1955). Анкеритовый в основном состав конкреций подтвержден также термическим анализом (рис. 27). Несколько больший, чем для типичного анкерита или железистого доломита, эндотермический эффект диссоциации  $CaCO_3$  свидетельствует о наличии кальцита.

Конкремионный карбонат (обр. У-1) близок по составу к конкрециям, приведенным в табл. 43. Рентгенометрическое изучение устанавливает присутствие в нем ряда кристаллических фаз: кальцита, железистого доломита и двухфазового сидерита (табл. 46). При этом кальцит по величинам межплоскостных расстояний почти не отличается от эталонного (Михеев, 1957), а доломит, напротив, характеризуется несколько повышенными значениями межплоскостных расстояний, что можно объяснить замещением части ионов  $Mg^{2+}$  большими по размеру ионами  $Fe^{2+}$ . О присутствии двухфазового сидерита свидетельствует наличие на рентгенограмме дублетной линии (1014) с межплоскостными расстояниями 2,827 и 2,801  $\text{к}\text{\AA}$  (табл. 46).

У З. В. Тимофеевой и П. П. Кузнецовой (1964) мы находим близкие данные рентгенометрического изучения сходного по составу анкерита, которые помещены для сравнения в табл. 46. Как и в нашем случае, отмечаются несколько повышенные, по сравнению с доломитом, значения межплоскостных расстояний ряда линий.

Данные термического анализа находятся в согласии с результатами рентгенометрического изучения. Кривая нагревания характеризуется наличием небольшого эндотермического прогиба при температуре 780—820° С и сильного в области температур 830—870° С. Однако диссоциация карбонатов начинается при температуре около 500° С, о чём свидетельствует также плавный подъем кривой потери веса, начиная с этой температуры

(рис. 59, обр. У-1). Как показали специальные исследования (Виталь, 1959; Теодорович, Писаренко, Меламедова, 1960), при содержании анкерита в породе, меньшем 40—50%, он либо не проявляет себя, либо дает кривые доломитового характера при сильном уменьшении первых эндоэффектов. А. И. Цветков (1957, 1958) установил также, что даже при небольшом содержании пирита уменьшается, а иногда и совсем гасится, первый и даже второй эндоэффекты анкерита. Термограмма образца У-1 хорошо иллюстрирует сказанное. Значительный экзоэффект в области температур 400—500° С свидетельствует о присутствии ощущимых количеств дисульфида железа, наличие которого подтверждено также микроскопическим изучением шлифов и нерастворимого остатка конкреции.

Таблица 46  
Рентгенограммы карбонатных конкреций

У-1		Кальцит (Михеев, 1957)		Доломит (Михеев, 1957)		Анкерит (Тимофеева, Кузнецова, 1964)**	
<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$	<i>I</i>	$d_{\alpha}/n$
1	4,435			1	(4,46)		
2	4,211			3	4,10		
1	3,827	2	3,849	2	3,683		
3	3,669			2	3,174	3	3,215
1	3,191			10	2,883	10	2,901
8	3,028	10	3,029				
3	2,901			6	2,277		
1	2,827*						
1	2,801*						
2	2,489	5	2,490	1	2,461		
2	2,447			2	2,402	2	2,413
1	2,420						
2	2,269						
1	2,226						
1	2,198						
2	2,084	7	2,088	2	2,062		
1	2,013			4	2,015	2	2,018
3	1,899	8	1,912				
3	1,859	9	1,869	1	1,841	1	1,837

Примечание. Одной звездочкой обозначена дублетная линия (1014) двухфазового сидерита. Две звездочки обозначают, что взяты не все значения межплоскостных расстояний.

Таким образом, в карбонатных конкрециях с преобладанием  $CaCO_3$  при значительном содержании  $MgCO_3$  и наличии других карбонатных компонентов определенно устанавливается присутствие ряда карбонатных минералов. Одним из конкрециобразователей является свободный  $CaCO_3$  — кальцит, характеризую-

щиеся свойствами, весьма близкими к нормальным для этого минерала. Закисное железо замещает ионы  $Mg^{2+}$  в железистом доломите (анкерите), а не ионы  $Ca^{2+}$  в этой двойной соли или в свободном  $CaCO_3$ , а также присутствует в виде двухфазового сидерита. Следовательно, и при таком соотношении главных карбонатных компонентов в конкрециях возможность изоморфного вхождения Fe и Mg в решетку  $CaCO_3$  при низких температурах диагенетических процессов крайне ограничена. Полученные данные подтверждают мнение Ю. Р. Голдсмита (1961) о том, что в условиях низких температур растворимость  $FeCO_3$  и  $MgCO_3$  в кальците весьма незначительна. Низкое содержание  $Mn$  в кальците при значительном коэффициенте относительной концентрации его в конкрециях (Зарицкий, 1956б, 1959, 1963а) и высокой способности  $Mn^{2+}$  к изоморфизму с  $Ca^{2+}$  в кальците обусловлено малым содержанием  $Mn$  во вмещающих конкрециях породах.

На основании оптического и термического изучения глинисто-анкеритовых и глинисто-кальцитовых конкреций майкоинских отложений Центрального Предкавказья Ю. А. Пряхина (1958) также устанавливает две кристаллические фазы — анкеритовую и кальцитовую — и допускает наличие третьей — «сидерит-брейнеритовой».

Постоянное присутствие в кальцитовых и анкерито-кальцитовых конкрециях небольшого количества магнисидеритов следует объяснить тем, что формирующиеся конкреции, наряду с терригенным материалом осадка, захватывали и более ранние аутигенные выделения Mg — Fe-карбонатов (в цементе, в виде микроконкреций и т. п.).

В этом отношении очень интересен образец У-44, отобранный в зоне «слияния» Fe-карбонатного конкреционного прослоя и известковой конкреции с текстурой конус в конусе (обр. У-51а). Естественно было предположить, что проба должна представлять собой простую смесь двух карбонатов. В то же время требовалось проверить, не происходила ли ассимиляция Fe-карбоната формировавшимся позже карбонатом кальция в зоне контакта этих разновременных образований (Зарицкий, 1963а). Химический анализ показал высокое содержание  $FeCO_3$ , а также  $CaCO_3$  и  $MgCO_3$  (табл. 43, обр. У-44), но не дал ответа на поставленный вопрос. На рентгенограмме образца присутствуют линии кальцита и двухфазового сидерита (табл. 42).

Интересно, что линии кальцита по величине межплоскостных расстояний почти в точности воспроизводят рентгенограмму образца У-51а (табл. 44). Следовательно, состав кальцита образца У-51а не меняется, несмотря на условия, в которых находилась проба У-44, и резкое изменение химического состава конкреции в месте отбора этой пробы. Термограмма (рис. 59), в свою очередь, представляет собой последовательную запись

диссоциации  $Mg$  — Fe-карбоната ( $500$ — $580^\circ C$ ) и  $Ca$ -карбоната ( $720$ — $780^\circ C$ ). Таким образом, дополнительного растворения Fe (и изоморфного с ним  $Mg$ ) в кальците не происходит. Налицо механическая смесь ряда конкрецеобразующих минералов.

На примере этого образца можно лишний раз убедиться в том, что рентгенометрическое изучение в комбинации с химическими определениями и термическим анализом является надежным методом фазового (минералогического) анализа карбонатов сложного состава.

Результаты изучения изоморфизма в существенно  $Ca$ -карбонатных конкрециях позволяют сделать некоторые обобщения.

1. В конкреционных карбонатах с резким преобладанием  $CaCO_3$  (около 90 мол. %) при наличии даже небольших количеств  $FeCO_3$  и  $MgCO_3$  (в сумме менее 10 мол. %), наряду с основным конкрецеобразователем — кальцитом, оптически, рентгенометрически и термически устанавливается небольшая примесь Mg — Fe-карбонатов, что свидетельствует о резко ограниченных возможностях изоморфного вхождения Fe и Mg в решетку кальцита в условиях диагенеза.

2. Если в конкрециях с преобладанием  $CaCO_3$  (55—66 мол. %) резко возрастает содержание других карбонатных компонентов (до 40—45 мол. %), то это не сказывается сколько-нибудь заметно на химическом составе одного из конкрецеобразователей — кальцита.

3. Марганец изоморфно входит в конкрецеобразующие карбонаты, в том числе и в кальцит.

4. Магний в существенно  $Ca$ -карбонатных конкрециях, как и в конкрециях Fe-карбонатных, не образует самостоятельного минерала — магнезита, а полностью изоморфно входит в состав магнисидерита или железистого доломита (анкерита).

5. Некоторое повышение светопреломления конкрецеобразующего кальцита и уменьшение размеров элементарной ячейки его обусловлено изоморфным замещением ионов  $Ca^{2+}$  ионаами  $Fe^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и  $Mn^{2+}$  в небольших количествах.

На основании всего сказанного можно сделать еще два вывода:

1) Среди изученных диагенетических карбонатных образований не только отсутствуют представители бинарной системы  $FeCO_3$  —  $CaCO_3$ , но и устанавливается резко неравномерная взаимная растворимость главных карбонатных компонентов конкреций —  $FeCO_3$  и  $CaCO_3$ . Если в  $FeCO_3$  при наличии существенной примеси  $Mg$  в условиях диагенеза изоморфно входит относительно много  $Ca$  (до 8—10 мол. %  $CaCO_3$ ), то в  $CaCO_3$  растворимость  $FeCO_3$  (и  $MgCO_3$ ) при тех же условиях минимальная (от долей до единицы молекулярных процентов).

2) Существенно Ca-карбонатные конкреции (вследствие весьма ограниченной возможности изоморфного вхождения в  $\text{CaCO}_3$  Fe и Mg), а также существенно Fe-карбонатные конкреции (при относительно повышенном содержании других карбонатных компонентов), как правило, являются полиминеральными образованиями.

### *Зональная неоднородность химико-минерального состава конкреций*

Изучение показывает, что тело конкреции часто слагают не один, а несколько карбонатных минералов. Там, где в сложении конкреций наряду с углекислым кальцием участвует железистый карбонат в сопоставимых количествах, обычно наблюдается неоднородность состава различных частей конкреций. Примером могут служить рассмотренные выше конкреции из морских отложений (табл. 13, обр. 4/№ 1), центральная часть которых сложена анкеритом, а периферическая — кальцитом. Переход между ними осуществляется постепенно, путем обогащения центральной части магнезиально-железистыми карбонатами. Встречаются и конкреции с повышенным содержанием железистого карбоната в периферической оболочке, центральная часть которых сложена в основном анкеритом и кальцитом или обогащенным магнием магнисидеритом (табл. 11, обр. 1/3—18).

Неоднородность состава наглядно видна в окрашенных шлифах, изготовленных из различных частей конкреций. Шлифы из центральных частей в реакции с железосинеродистым калием, подкисленным соляной кислотой, приобретают светло-синюю окраску, типичную для анкерита; шлифы из периферической части при кальцитовом составе периферической оболочки окрашиваются в светло-голубой цвет (фактически не окрашиваются), при магнезиально-железистом составе периферической оболочки — в темно-синий цвет. Не менее отчетливо видна картина распределения карбонатных минералов в теле конкреции на окрашенных пришлифовках и их цветных отпечатках. Здесь иногда можно наблюдать многократную смену концентров, в различной мере обогащенных железистыми карбонатами. Выше уже говорилось, что для конкреций с ясным концентрическо-зональным строением характерно также неравномерное распределение фосфора, минерального нерастворимого остатка и малых элементов в радиальном направлении. В других случаях отмечен однородный мономинеральный состав тела конкреции. Это преимущественно конкреционные прослои, линзовидные и лепешковидные формы кальцитового, анкеритового или магнезиально-железистого состава, а также анкерито-кальцитовые конкреции из песчаников среднего карбона.

В отличие от описанных выше зональных конкреций (обр. 4/№ 1), известковые конкреции как из песчаных, так и из глинистых отложений араукаритовой свиты ( $C_3$ ) верхнего карбона северо-западной окраины Донбасса (Краснооскольский купол), несмотря на весьма крупные размеры (до 20 см в поперечнике), характеризуются постоянством состава в радиальном направлении, что видно из приведенной выше табл. 27. Установлено лишь небольшое увеличение содержания минерального нерастворимого остатка к периферии тела конкреции, что вообще типично для большинства карбонатных конкреций.

### *Изменение химико-минерального состава конкреций в нормальном разрезе и на площади в пределах слоя*

Представляет интерес выяснить, насколько постоянен состав конкреций, развитых в одном и том же фациальном типе отложений и расположенных цепочкой на небольшом удалении в горизонтальном направлении друг от друга. С этой целью были отобраны и проанализированы три образца конкреций из собственно морских отложений, образующие цепочку с интервалами между конкрециями 0,9 м. Химико-минеральный состав изученных образцов оказался почти тождественным (табл. 47).

Таблица 47  
Химический состав карбонатных конкреций (в %)

Химическое соединение	Номера образцов конкреций		
	7	1	23
CaO	15,24	17,54	14,38
MgO	8,38	9,20	8,16
FeO	2,56	1,93	2,98
MnO	0,84	0,84	0,84
$P_2O_5$	0,59	0,40	0,67
$CO_2$	19,76	20,86	19,95
Нерастворимый остаток	54,00	51,40	53,08
Сумма	101,37	102,17	101,08
$CaCO_3$	53,30	56,30	49,90
$MgCO_3$	34,40	34,60	33,40
$FeCO_3$	9,60	6,70	14,00
$MnCO_3$	2,70	2,50	2,70
Сумма	100,00	100,00	100,00

Сходство состава особенно наглядно, если взято не абсолютное содержание главных карбонатных компонентов, а отношения их, приведенные к 100 %.

Химико-минеральный состав конкреций почти не изменяется и в вертикальном разрезе при условии сохранения фациального типа вмещающих их пород. И наоборот, состав конкреций в вертикальном разрезе изменяется, если изменяется литолого-фациальная характеристика вмещающих пород. Степень различия состава соседних в разрезе конкреций определяется всегда диапазоном изменения во времени (в разрезе) условий осадконакопления вмещающих их пород.

Рассмотрим в качестве примера конкретный участок разреза угленосных отложений над известняком I<sub>1</sub> (Донецко-Макеевский район). В непосредственно перекрывающих известняк аргиллитах с морской фауной в 0,1 м от известняка развиты конкреции, хорошо вскипающие с HCl на холоду (обр. У-47). Выше (в 0,5 м от известняка) залегают аргиллиты без фауны, в которых на протяжении 1,5 м разреза развиты карбонатные конкреции, не реагирующие с HCl (обр. У-49; У-57; У-59). Представление о химическом составе карбонатных конкреций дает табл. 48.

Таблица 48

Химический состав карбонатных конкреций

Химическое соединение	У-47	У-49	У-57	У-59
CaO	23,58	2,86	2,15	2,87
MgO	11,68	7,03	5,17	7,03
FeO	10,06	28,77	26,42	32,99
MnO	1,20	1,41	1,42	1,46
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	1,20	1,35	1,40
CO <sub>2</sub>	36,93	25,64	25,62	30,74
Нерастворимый остаток	14,62	34,00	38,32	23,30
Сумма	100,46	100,91	101,45	99,74
CaCO <sub>3</sub>	49,80	7,50	6,60	6,80
MgCO <sub>3</sub>	28,90	22,50	19,20	19,60
FeCO <sub>3</sub>	18,98	66,98	71,08	70,40
MnCO <sub>3</sub>	2,32	3,02	3,12	3,20
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00

Из табл. 48 хорошо видно резкое различие состава конкреций из отложений с морской фауной (обр. У-47) и конкреций, развитых в отложениях переходного типа (обр. У-49, У-57 и

У-59). Расстояние между образцами У-47 и У-49 — всего 0,4 м. С другой стороны, химико-минеральный состав конкреций из переходных отложений остается почти неизменным на протяжении 1,5 м разреза, сложенного лагунно-заливными отложениями. Термический анализ, подтверждая данные химического изучения, также свидетельствует о резком различии минерального состава конкреций из разнофациальных соприкасающихся (точнее, переходящих друг в друга по нормали) слоев и о почти полном тождестве конкреций из однотипных в фациальном отношении отложений (рис. 47, обр. У-47; У-49; У-57; У-59).

### Минеральные новообразования

Поскольку среди конкреций группы I широко распространены конкреции-септарии с многочисленными трещинами сокращения, минеральные новообразования в них встречаются очень часто и отличаются большим, по сравнению с конкрециями других групп, разнообразием минеральных видов и их сочетаний.

Ряд работ автора посвящен изучению минеральных новообразований в конкрециях Донецкого бассейна (Зарицкий, 1956, 1957б, 1963г, 1964а, 1964д) и некоторых вторичных минералов из конкреций-септарий угольного бассейна Кладно (Чехословакия) (Зарицкий, 1963, 1964).

В угленосных отложениях восточных районов бассейна (Должанский, Несветаевский, Свердловский, Краснодонский, Шахтинский, Семикаракорский) и северо-восточных (Тацинский), как и в западных, также широко развиты карбонатные конкреционные образования с трещинами сокращения, заполненными кристаллическими минеральными новообразованиями. В последнее время конкреции-септарии с минеральными новообразованиями по трещинам сокращения обнаружены и описаны и в толще пород араукаритовой свиты (C<sub>3</sub>) верхнего карбона Краснооскольского купола.

Среди конкреций-септарий преобладают уплощенные (лепешковидные и линзовидные) с беспорядочным расположением трещин сокращения, относимые нами к первой разновидности септарий (Зарицкий, 1957б, 1959, 1964а). Протяженность и мощность трещин сокращения, заполненных рудными и нерудными минералами, зависит в общем от величины конкреций-септарий. Помимо крупных, видимых простым глазом трещин (рис. 15, 16), в теле конкреций под микроскопом обнаружаются тончайшие трещинки и мелкие полости, также заполненные кристаллическими новообразованиями. Обычно вторичные минералы нацело выполняют трещины и полости, и только изредка в последних остается свободное пространство. Кристаллы, нарастающие со стенок таких полостей, заканчиваются хорошо развитыми гранями. Во всех остальных случаях форма кристал-

лов зависит от порядка образования минералов и формы пространства, в котором происходит их рост. Вследствие этого целый ряд сложно разветвляющихся трещин часто занят одним или несколькими минералами, выделившимися в виде монокристаллов, хотя форма их подчинена форме трещин.

Вместе с тем минералы, образование которых происходило несколько раньше других, почти всегда имеют хотя бы частично правильную форму.

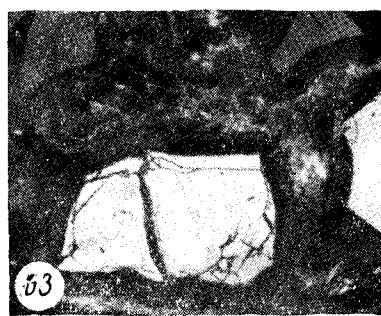
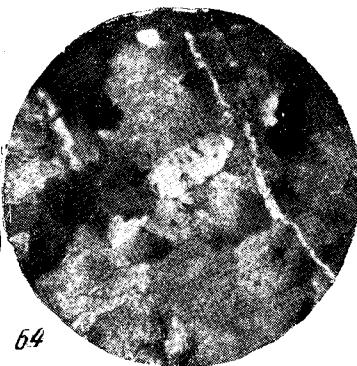


Рис. 63. Перекристаллизация стенок трещин сокращения конкреций-септарий, срединные части которых заполнены прозрачным, почти бесцветным кальцитом. Уменьшение  $\frac{3}{5}$ .



64

Рис. 64. Идиоморфный кварц в массе вторичного кальцита в трещинах сокращения (тонкий прожилок — кальцит более поздней генерации). Николи скрещены. Увеличение 250.

В качестве вторичных минералов в карбонатных конкрециях группы I встречены такие.

1. Кальцит. Кальцит встречается почти во всех трещинах септарий. Чаще всего он является главным, если не единственным, минеральным новообразованием. Водянисто-прозрачный, бесцветный, белый, светло-бурый и темно-коричневый кальцит выполняет трещины в виде агрегатов зерен или монокристаллических выделений. В случае совместного нахождения окрашенных и бесцветных кристаллов кальциита первые всегда покрывают стеки трещин в виде кристаллической корки, вторые приурочены к срединным частям трещин (рис. 63). Среди вторичных выделений кальциита различаются две генерации. Первая — результат перекристаллизации стенок трещин аналогичных по составу конкреций, вторая — кальцит, выполняющий центральные части полостей и трещин сокращения карбонатных конкреций любого состава. Более поздний кальцит заполняет обычно микроскопические трещинки, прорывающие ранее выпавшие минералы, в том числе и кальцит более раннего происхождения. Вероятно, что это кальцит третьей генерации (рис. 64).

2. Анкерит. Анкерит также имеет светло-бурую окраску или почти бесцветен. В размещении этих разностей, представляющих собой две генерации анкерита, наблюдается та же закономерность, что и для кальцита. В отличие от кальцита, с которым, кстати сказать, анкерит никогда не встречается совместно, последний всегда развит в виде довольно крупных (до нескольких миллиметров) зерен; монокристаллические выделения его не встречаются. Показатель преломления для обыкновенной волны  $N_0 = 1,698—1,710$ . Химический состав анкерита (по данным Н. А. Матвеевой, ИГЕМ АН СССР) и тела анкеритовой конкреции (наши данные) соответственно: CaO — 29,17 и 28,51%, MgO — 12,06 и 12,82%; FeO — 14,4—6,04%; MnO — 0,02 и 0,85%; CO<sub>2</sub> — 44,65 и 40,5%. Высокотемпературная тройная эндотермика типична для анкерита, что подтверждается данными химического анализа и оптического исследования.

3. Барит. В качестве вторичного минерального образования барит в Донецком бассейне был впервые описан П. Н. Чирвинским (1912), обнаружившим его в образце трещин сброса в шахте «Надежда» близ г. Александровска-Грушевского. Барит из этого местонахождения описан также Л. Л. Ивановым (1926). Позднее тяжелый шпат выявлен В. А. Зильберминцем (1929) в двух пунктах Донбасса: близ ст. Изварино и недалеко от ст. Плещаково. Барит совместно с кальцитом, кварцем, пиритом развит в трещинах известняковых линз (первое местонахождение) и в трещине небольшого разлома в сланцевой толще (второе местонахождение). По данным этого автора, все три перечисленные местонахождения расположены в восточной части Донецкого бассейна и относятся к свите  $C_2^5$ . В других районах и отложениях других свит обнаружить барит не удавалось. В 1949 г. И. Д. Царовским (1949) описан гидротермальный жильный барит среди магматических пород северо-восточной части Приазовья. В 1955 г. барит был найден Е. К. Лазаренко (1955) в кварцево-карбонатных жилах Нагольного кряжа в Донбассе, а несколько раньше описан Н. В. Логвиненко (1953) в составе тяжелой фракции песчаников и известняков.

Водянисто-прозрачные, бесцветные, голубоватые и желтоватые крупные (до 10 мм), преимущественно правильной формы, с ромбическим сечением кристаллы барита и монокристаллические выделения неправильной формы обнаружены нами в трещинах конкреций-септарий как в отложениях свиты  $C_2^5$ , так и в других частях угленосной толщи в различных районах бассейна.

Оптические свойства барита обычны, удельный вес 4,42. В зернах его обнаружены многочисленные жидкые (однофазовые) включения. Одиночные или небольшие группы включений располагаются беспорядочно во всем объеме зерна. Это первичные включения.

Барит почти никогда не бывает единственным новообразованием по трещинам конкреций. Ему всегда сопутствуют другие минералы. Чаще всего он встречается совместно с кальцитом, анкеритом и др.

4. Диккит. Диккит имеет вид белого или почти бесцветного, мягкого, жирного на ощупь, фарфоровидного, восковидного или порошковатого, не реагирующего с соляной кислотой вещества с матовым (восковым) блеском, заполняющего, наряду с другими минералами, небольшие полости и трещинки, в том числе и микроскопические. В иммерсионных препаратах диккит представлен в виде тонких псевдогексагональных табличек (размером до 0,07 мм) и пакетов одинаково ориентированных чешуек и пластинчатых кристаллов. Двулучеломление низкое. Показатели преломления находятся в пределах 1,561—1,570. Минерал оптически положителен. Термический анализ, подтверждая данные микроскопического определения, фиксирует также примесь каолинита (эндотермический прогиб дифференциальной кривой в области температур 500—600° С). Главная масса конституционной воды выделяется при температуре около 670° С, что характерно для диккита. Суммарная потеря воды (14,4 %), почти в точности соответствующая содержанию гидроксильной воды в минералах группы каолинита, свидетельствует о высокой чистоте анализированного материала.

Диккит встречается в септарных трещинах довольно часто, но в малых количествах, что затрудняет его всестороннее изучение. Поэтому ниже мы подробнее остановимся на результатах проведенного нами исследования диккита из конкреций-септариев бассейна Кладно в Чехословакии (Зарицкий, 1963, 1964). Позже диккит совместно с галенитом, сфалеритом и баритом был описан в трещинах конкреций этого же бассейна (Povondra, Slansky, 1964).

На терриконе шахты Готвальд нами собраны образцы карбонатных конкреций-септариев с вторичными минералами — сфалеритом, миллеритом, баритом и др. Минеральные новообразования в конкрециях этого бассейна детально охарактеризованы в работах чешских исследователей, особенно Ю. Кратохвила (Kratochvil, 1927, 1932) и Я. Каушара (Kaspar, 1939).

Среди минеральных новообразований по трещинам сокращения конкреций наше внимание привлек белый порошковатый минерал, который чешские авторы описывали первоначально как каолинит, а затем как накрит. На основании данных химического изучения он был отнесен к группе каолинита. Позднее этот минерал под названием накрит отмечен в различных местах кладненского карбона. Подробная информация о кладненском накрите имеется в работах чешских авторов (Kratochvil, 1932; Kaspar, 1939). Так, Я. Каушар (Kaspar, 1939), исходя из резуль-

татов оптических исследований (показатель преломления по направлению оси  $a = 1,550$ — $1,555$ ), рассматривает данный минерал как накрит. И только в 1957 г. И. Конта (Konta, 1957) впервые установил, что глинистый минерал в пелосидеритах Кладно является диккитом. Однако и после этого некоторые чешские исследователи писали о накрите (Sula, Dostal, 1961). К сожалению, указанная работа И. Конта стала известной нам значительно позднее. Поскольку в последнее время почти все известные ранее в СССР накриты при детальном изучении оказались диккитом (Ковалев, 1947; Наковник, 1941 и др.), можно было предположить, что и в данном случае мы имеем дело именно с диккитом.

В иммерсионном препарате минерал представлен мелкими (до 0,05 мм) изометрическими или несколько вытянутыми бесцветными прозрачными пластинками псевдогексагональных очертаний. Наблюдаются также пакеты сросшихся по безопинаконду пластинчатых кристаллов. По оптическим свойствам минерал соответствует диккиту ( $N_g = 1,567$ ;  $N_m = 1,562$ ;  $N_p = 1,560$ ;  $N_g - N_p = 0,007$ ; оптический знак положительный; оптическая ориентировка  $\perp [001] : N_p = 18^\circ$ ).

При окрашивании минерала органическими красителями по методу Н. Е. Веденеевой и М. Ф. Викуловой (1952) получены следующие результаты: метиленовый голубой окрашивает минерал в фиолетовый цвет (приливание раствора KCl окраски не меняет); солянокислым бензидином он не окрашивается; хризоидин дает светлое кирпично-красное окрашивание; при этом раствор над осадком сохраняет золотисто-желтый цвет, что указывает на слабую адсорбцию красителя порошком минерала.

Термический анализ проведен в ИГЕМ АН СССР А. И. Цветковым. На термограмме (рис. 65) обращает внимание высокая, по сравнению с каолинитом, температура выделения основной массы конституционной воды (700° С), характерная именно для диккита. Интересно отметить отсутствие свойственного накриту двойного эндотермического эффекта после 600° С (Методическое руководство, 1957), а также обычного для каолинита второго экзотермического высокотемпературного эффекта (1200—1300° С), что также типично для диккита. В. П. Иванова (1961) указывает на наличие в случае каолинита экзотермического эффекта с максимумом при 1250° С и на отсутствие каких-либо эффектов для диккита в интервале температур 1100—1300° С.

На термограмме в области температур около 600° С намечается слабое эндотермическое отклонение дифференциальной кривой, которое дает основание предположить наличие примеси каолинита. Напомним, кстати, что то же отмечено выше и для диккита из септарных трещин Донбасса. Правда, существует мнение, что двойная эндотермика свидетельствует о наличии диккитов с различной степенью упорядоченности структуры (Stoch, Sikora, 1966).

Кривая обезвоживания, проведенная сопряженно с кривой нагревания на рис. 65, имеет один крутой подъем в области температур 520—730°С, что соответствует температуре удаления гидроксильной воды. Слабо выраженный эндотермический эффект в интервале 750—830°С обусловлен наличием примеси карбонатного материала. Диссоциации карбонатной примеси на кривой потери веса соответствует слабый подъем в том же температурном интервале. Этим объясняется относительно повышенный суммарный эффект потери веса образцом при нагревании (18,09 %), по сравнению с чистым диккитом (14,0%). Если же учесть потерю веса, отвечающую только области температур выделения конституционной воды (14,4%), то потеря веса окажется весьма близкой к расчетной для диккита.

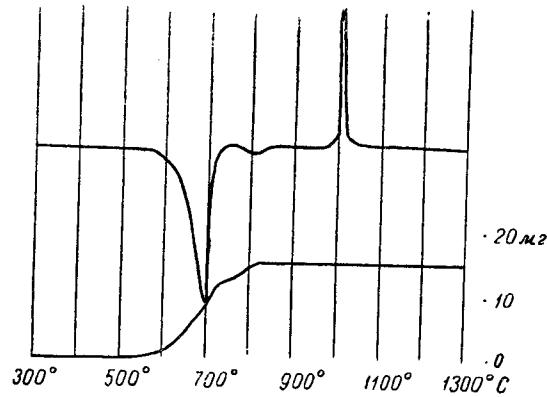


Рис. 65. Термограмма диккита из трещин сокращения конкреций-септарий бассейна Кладно (Чехословакия).

Рентгенометрическое изучение минерала производилось на дифрактометре УРС-50И. Применялось неотфильтрованное излучение с медным антикатодом. Напряжение — 25 кв, ток через трубку — 2 ма. Результаты изучения приведены в табл. 49, куда с целью сравнения включены данные Г. А. Ковалева (1947) для симферопольского диккита и наши данные — для всесторонне (в том числе и электронографически) изученного диккита из Донецкого бассейна (Зарницкий, 1960). Как видно из этой таблицы, рентгенограмма минерала из Кладно почти аналогична дебаеграммам симферопольского диккита и диккита из Донбасса. Полученные нами расчетные данные для рентгенограммы диккита из Кладно очень близки также к результатам, полученным Грюнером, Бриндли и Робинсоном (Грим, 1956; Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минер-

лов глин, 1955), Росса и Керра, Нагельшмидта (Ковалев, 1947) и др. Они согласуются также с данными И. Конта (Конта, 1957). Присутствие на рентгенограмме сильной линии с межплоскостным расстоянием 1,320  $k\lambda$  и интенсивностью 8, согласно Г. А. Ковалеву (1947), является характерным признаком, отличающим диккит от каолинита. Дифракционная кривая описываемого минерала, полученная автоматической записью на установке УРС-50И, почти в деталях соответствует микрофотометрической кривой симферопольского диккита (Методическое руководство, 1957) и дифракционной кривой диккита из Донбасса (Зарницкий, 1960).

Таблица 49  
Рентгенограммы диккита из разных мест

Ковалев (1947)		Диккит из Кладно		Зарницкий (1960)		Ковалев (1947)		Диккит из Кладно		Зарницкий (1960)	
J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$	J	$\frac{d_{\alpha}}{n}$
8	7,171	—	—	8	7,11	—	—	—	—	2	1,821
4	4,468	4	4,462	4	4,43	7	1,797	4	1,795	5	1,786
4	4,183	4	4,183	4	4,191	—	—	—	—	1	1,721
—	—	2	3,957	7	3,952	10	1,666	10	1,653	10	1,655
4	3,810	3	3,821	6	3,793	7	1,563	5	1,561	4	1,561
10	3,592	10	3,597	10	3,585	7	1,497	10	1,491	3	1,492
2	3,470	2	3,460	2	3,463	5	1,463	4	1,461	3	1,460
2	3,283	—	—	—	—	3	1,435	—	—	3	1,429
3	3,129	2	3,132	—	—	4	1,400	1	1,399	—	—
2	2,965	—	—	—	—	2	1,379	3	1,376	2	1,376
4	2,818	3	2,801	4	2,804	10	1,322	8	1,320	9	1,317
7	2,589	6	2,581	5	2,581	3	1,289	3	1,281	3	1,284
7	2,534	7	2,525	6	2,525	2	1,265	—	—	—	—
7	2,396	4	2,401	8	2,378	2	1,256	4	1,256	2	1,256
10	2,345	10	2,345	10	2,335	4	1,238	4	1,235	4	1,237
3	2,234	2	2,227	—	—	6	1,192	1	1,190	5	1,190
—	—	—	2	2,206	3	1,155	—	—	—	—	—
2	2,119	—	—	—	—	3	1,143	—	—	—	—
8	1,988	6	1,986	8	1,972	5	1,106	1	1,105	4	1,104
2	1,910	1	1,909	—	—	5	1,076	1	1,077	4	1,077
5	1,877	3	1,865	3	1,856	6	1,033	2	1,032	6	1,031

Описываемый минерал изучался электронографически Б. Б. Звягиним и В. А. Шитовым (ВСЕГЕИ). Авторы установили, что в образце имеется смесь диккита и каолинита, причем смесь, понимаемая в самом широком смысле слова, так как это может быть и закономерное срастание в одном кристалле обоих минералов. Получены следующие параметры элементарной ячейки: для диккита  $a = 5,14$ ;  $b = 8,89$ ;  $c = 14,4$ ;  $\beta = 96^{\circ}40'$ ; для каолинита  $a = 5,14$ ;  $b = 8,89$ ;  $c = 7,3$ ;  $\beta = 104^{\circ}30'$ .

Как видим, данные электронографического изучения, установившего присутствие каолинита, подтверждают результаты термического анализа.

5. Кварц. Кварц встречается в виде зерен (до 0,25 мм), часто идиоморфных призматических кристаллов. Кроме единичных правильной формы кристаллов, разбросанных в массе других вторичных минералов, имеются и групповые скопления зерен неправильной формы. Зерна кварца прозрачны, бесцветны, имеют обычные для него оптические свойства. Под микроскопом в зернах кварца иногда наблюдаются однофазовые жидкые включения.

6. Кварцин. Микроскопические трещинки в отдельных случаях заполнены кроме кальцита бесцветным низкотреломляющим минералом. В скрещенных николях обнаруживается параллельное, веерообразное или сферолитовое строение волокнистых агрегатов. Удлинение неделимое положительное, угасание прямое. Двупреломление низкое, порядка кварцевого. Все эти свойства присущи разновидности кварца — кварцину. С кальцитом контакт неровный, явно коррозионный. Карбонат кальция развивается позднее, метасоматически замещая кварцин.

7. Халцедон. Морфологически выделения халцедона очень напоминают выделения кварцина, но волокна агрегатов отличаются отрицательным удлинением. Встречается реже, чем кварцин.

8. Пирит. Дисульфиды железа являются обычными новообразованиями в конкрециях группы I. Пирит развит как в виде мелкозернистых агрегатов, так и в форме идиоморфных кристаллов. Намечаются две генерации. Первая — зернистые агрегаты  $FeS_2$ , приуроченные к стенкам трещин (рис. 66), и вторая, встречающаяся сравнительно редко, — агрегаты зерен и идиоморфные кристаллы, развитые в массе минералов, заполняющих центральные части трещин.

9. Галенит. Впервые упоминает о галените в «стяжениях глинистых сферосидеритов» Донецкого бассейна Б. И. Чернышев (1931). Позже отмечен галенит в конкрециях из угольных пластов Н. В. Логвиненко (1952). Галенит сульфид свинца был обнаружен сначала в многочисленных конкрециях из одного и того же горизонта — кровли пласта угля  $h_7$  в Донецко-Макеевском районе, а позднее в ряде пунктов на различных стратиграфических горизонтах (Зарицкий, 1956, 1957б). В виде небольших кристалликов и агрегатов зерен галенит встречается в трещинах и небольших пластиах, заполненных обычно диккитом и другими минералами (барит, кварц).

10. Сфалерит. Распространен больше, чем галенит. Обнаружен в конкрециях из различных стратиграфических горизонтов. Совместно с кальцитом (рис. 67), баритом, кварцем и другими минералами находится в трещинах в виде кристаллов буро-

вато-красного или темно-коричневого цвета с алмазным блеском. Окраска сфалерита в различных конкрециях даже одного и того же горизонта несколько варьирует (от светлых до темных тонов). Для сфалерита характерны выделения в виде монокристаллов. Под микроскопом видны изометричные зерна, часто с прямолинейными очертаниями, желтовато-зеленовато-бурого цвета. Не плеохроируют. Совершенно изотропны. Показатель преломления исключительно высокий. Замеренный в сплавах селена с серой, он находится в пределах  $2,35 < N < 2,39$ , т. е. близок к 2,37 — показателю преломления сфалерита. Сфалерит встречается также в ассоциации с галенитом, но обычными спутниками его являются кальцит и диккит (гидрослюды). С фалерите обнаружены очень мелкие однофазовые жидкые включения.

11. Гидрослюд (мусковитового типа). Наряду с карбонатами и пиритом широко распространена в конкрециях-септариах восточных районов бассейна (Зарицкий, 1964д). Тяготеет обычно к трещинам сокращения существенно железисто-карбонатных конкреций с растительными остатками в конкрециях или вмещающих породах. Особенностью описываемого минерала, в отличие от морфологически похожего на него диккита, разлитого широко в септариях западной части бассейна, является несколько повышенное светопреломление и двупреломление:  $N_g = 1,555—1,558$ ;  $N_p = 1,579—1,585$ ;  $N_g - N_p = 0,021—0,030$ . Разница в светопреломлении хорошо видна на рис. 68. Судя по условиям залегания и парагенезису, гидрослюд восточных районов соответствует диккиту западных районов.

12. Хлорит — обычный вторичный минерал в карбонатных конкрециях-септариах (Зарицкий, 1964д). Встречается в виде прозрачных желтовато-зеленоватых кристаллических корочек (рис. 69), покрывающих стенки трещин сокращения, а также нацело заполняет тонкие выклинивающиеся части септарных трещин. Такая кристаллическая корка состоит из агрегата тончайших пластинок хлорита, сросшихся по плоскости [001]. Длина пластинчатых кристаллов достигает 0,25 мм. Удлинение их положительно. Агрегаты характеризуются веерообразным строением (рис. 70). Минерал отличается значительным светопреломлением ( $N_g = 1,650—1,658$ ;  $N_p = 1,646—1,654$ ), предельно низким двупреломлением  $N_g - N_p = 0,004$  (иногда слабая аномальная синяя интерференционная окраска), очень малым углом  $2V$  и оптически отрицательным знаком; он слабо плеохроичен. Любопытно, что хлорит из септарных трещин имеет более высокое светопреломление, чем хлорит боковых пород. Согласно Н. В. Логвиненко (1957), для хлорита из боковых пород  $N_g = 1,618$ ;  $N_p = 1,614$ ;  $N_g - N_p = 0,004$ . По своим оптическим свойствам описываемый минерал относится к железистым хлоритам — лептохлоритам. Такое заключение подтверждается

растворимостью его в соляной кислоте и качественной микрохимической реакцией на железо.

Заканчивая описание минеральных новообразований в конкрециях-септариях, следует подчеркнуть, что в трещинах одних и тех же конкреций могут совместно находиться два и более минерала, составляя ассоциации как одновременных, так и несколько разновременных выделений.

В конкрециях-септариях из пород нижней части араукаритовой свиты Краснооскольского купола нами установлено присутствие кальцита, кварца, пирита, галенита и сфалерита, т. е. типичной для конкреций-септариев каменноугольных отложений Донецкого бассейна ассоциации минералов. Как отмечают А. В. Сокольская и М. Т. Кучеренко (1963), ассоциации вторичных минералов в конкрециях западного продолжения Донбасса включают только кальцит, анкерит и сульфиды железа. Такое заключение основано, очевидно, на недостаточно полных наблюдениях и едва ли соответствует действительности.

Судя по результатам, полученным другими исследователями, описанные выше минеральные новообразования в конкрециях характерны для угленосных отложений вообще. Так, в септартных трещинах конкреций Рурского бассейна описаны кварц, кальцит, сидерит, барит, доломит, миллерит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит (Kukuk, 1938), в конкрециях Кладно-Раковницкого бассейна — сидерит, анкерит, миллерит, сфалерит, халькопирит, барит, кальцит, диккит и др. (Kašrag, 1939; Konta, 1957; Povondra, Slansky, 1964 и др.).

#### Диагенетические образования дисульфида железа

Дисульфиды железа значительно распространены в породах непосредственной кровли угольных пластов и надугольной части циклов осадконакопления (Зарицкий, 1956, 1959, 1961, 1962). Прежде всего, пирит является минералом, фосселизирующими органические остатки. Наряду с этим встречаются выделения  $\text{FeS}_2$  в виде отдельных кубических, реже пентагон-додекаэдрических кристаллов, достигающих 5 см по ребру (рис. 71), мелких агрегатов зерен и небольших конкреций уплощенной или неправильной формы, а также минеральных новообразований по трещинам сокращения в карбонатных конкрециях-септариах. Дисульфид железа присутствует, кроме того, как макроскопически заметные пятнистые выделения (микроконкреции), приуроченные к различным частям карбонатных конкреций, либо как мельчайшие зерна, рассеянные в массе карбоната-конкрециеобразователя и обнаруживаемые лишь под микроскопом. Периферические части сульфидных стяжений и пятнистые выделения  $\text{FeS}_2$  в карбонатных конкрециях иногда имеют радиально-волокнистое строение. Минеральный состав сульфидных стяжений

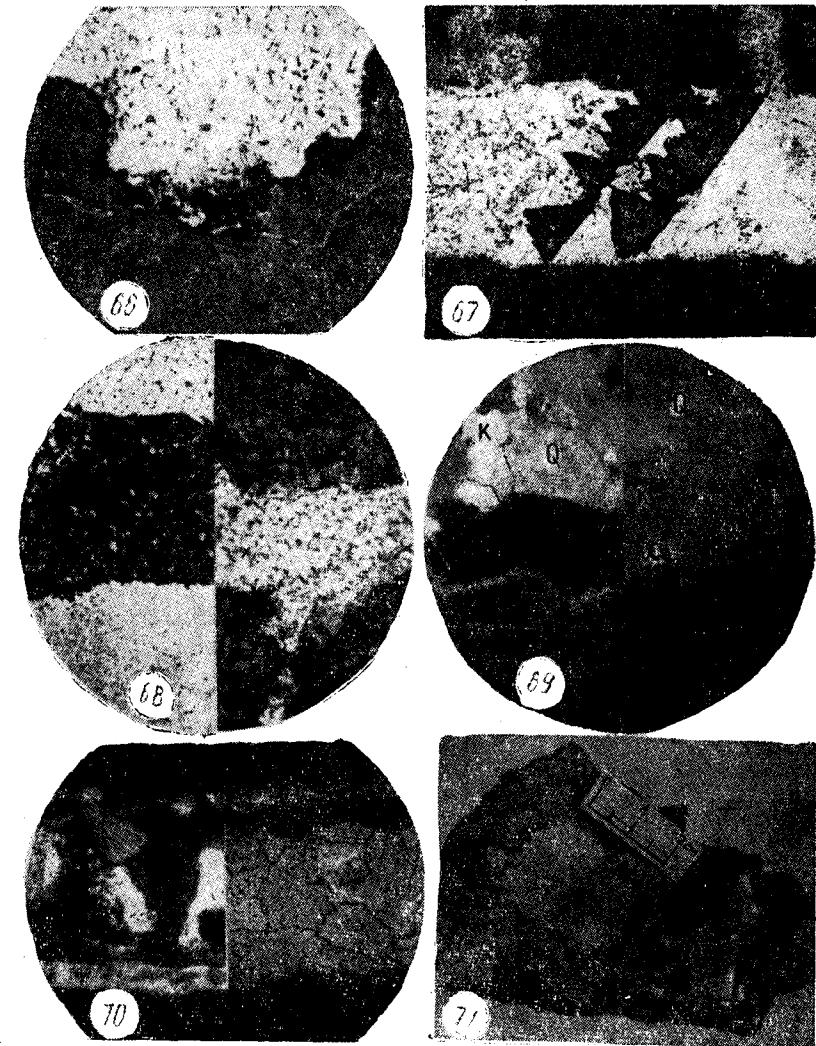


Рис. 66. Приуроченность пирита (черное) к стенкам трещин сокращения конкреций-септариев. При одном николе. Увеличение 100. Рис. 67. Сфалерит (темно-серое) в трещине сокращения конкреций-септариев. При одном николе. Увеличение 250. Рис. 68. Слева — диккит (темно-серое) из западной части бассейна, справа — гидрослюд (светлое) из восточной части бассейна в трещинах сокращения конкреций-септариев. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 69. Видна узкая каемка перекристаллизации стенок трещин сокращения (светло-серое), затем кристаллическая корка хлорита (Хл.). О — кварц, К — кальцит. Слева — николи скрещены; справа — при одном николе. Увеличение 160. Рис. 70. Веерообразные агрегаты хлорита. Слева — николи скрещены; справа — при одном николе. Увеличение 160. Рис. 71. Кубические кристаллы пирита в аргиллитах кровли угольного пласта.

изучался кристаллооптическим методом в полированных шлифах. Во всех изученных анишлифах (36 образцов) дисульфид железа оказался не реагирующим на поляризованный свет, т. е. пиритом. Об этом же с несомненностью свидетельствуют и частота встречающиеся кубические кристаллы  $\text{FeS}_2$ .

Рентгенометрическое изучение ряда образцов подтвердило пиритовый состав конкреций (табл. 50). Правда, во всех образцах отмечена очень слабая линия марказита с межплоскостным расстоянием 1,750—1,752  $kX$ , а в образце 2 — еще две слабые линии ромбической модификации: 1,146 и 1,113  $kX$ . Выше приведены результаты рентгенометрического изучения конкреций  $\text{FeS}_2$ , в которой в сопоставимых количествах зафиксированы пирит и марказит (табл. 10, обр. 11). Вследствие микрозернистого строения конкреции установить присутствие марказита кристаллооптическим методом не удается.

Таблица 50  
Рентгенограммы конкреций дисульфида железа  
(условия съемки: 25 кв, 2 ма, Fe-антикатод, дифрактометр УРС-50И)

$hkl$	Пирит (Михеев, 1957)		2		6		4	
	$J$	$d_a/n$	$J$	$d_a/n$	$J$	$d_a/n$	$J$	$d_a/n$
111	2	3,102	2	3,105	2	3,107	2	3,105
200 $\beta$	2	(2,973)	3	(2,976)	2	(2,982)	2	(2,976)
200	8	2,696	8	2,708	7	2,704	2	2,704
210 $\beta$	2	(2,664)	2	(2,668)	2	(2,666)	3	(2,666)
210	8	2,417	6	2,418	6	2,420	8	2,418
211	7	2,206	4	2,209	6	2,207	6	2,205
220 $\beta$	1	(2,106)	1	(2,106)	1	(2,104)	1	(2,105)
220	6	1,908	4	1,913	5	1,908	5	1,908
311 $\beta$ ; 221	4	1,796	3	1,796	4	1,798	3	1,796
300	—	—	1	1,751	1	1,750	1	1,752
311	10	1,629	10	1,630	10	1,630	10	1,630
321 $\beta$	2	(1,592)	1	(1,592)	1	(1,592)	1	(1,591)
222	3	1,560	2	1,560	2	1,555	1	1,559
230	4	1,498	3	1,499	4	1,499	3	1,498
321	6	1,444	2	1,445	4	1,445	3	1,445
331	3	1,239	1	1,239	2	1,239	2	1,239
420	4	1,208	1	1,208	3	1,208	1	1,208
421	4	1,179	2	1,179	—	—	—	—
332	2	1,153	1	1,152	—	—	—	—
—	—	—	1	1,146	—	—	—	—
422	5	1,103	2	1,103	—	—	—	—

Примечание. Образцы 2 и 6 — конкреции с ясно выраженным радиально-волокнистым строением, 4 — со слабо выраженным радиально-волокнистым строением.

Спектроскопически в стяжениях  $\text{FeS}_2$  установлено присутствие Si, Al, Ca, Mg, Mn, V, Cr, Ni, Co, Ti, Cu, Pb, Zn, Mo, As, Sb, Sr, Ba. Можно допустить, что Ni, Co, отчасти Mn принадлежат решетке пирита. Обнаруженные в отдельных случаях небольшие количества As и Sb обычны для дисульфидов железа (Бетехтин, 1950; Дэна и др., 1953). Присутствие Cu, Zn и Pb следует объяснить наличием в массе пирита тонкодисперсных включений халькопирита, сфалерита и галенита. Для первых двух минералов это подтверждено микроскопическим изучением полированных шлифов (Зарицкий, 1959, 1961, 1962). Присутствие в конкрециях  $\text{FeS}_2$  сульфидов тяжелых металлов отмечалось и другими авторами (Лебедев, 1954; Ферсман, 1952 и др.). Примеси Si, Al, Ca, Mg, Ba, Sr, отчасти Mn, связаны с терригенным материалом и карбонатами. Вероятно, что источником V и Cr является также примесь алеврито-глинистого вещества, поскольку эти элементы обнаружены именно в сульфидных конкрециях, развитых в породах почвы и кровли угольных пластов, и отсутствуют в сульфидных конкрециях из углей, практически лишенных терригенного материала.

Трудно установить форму нахождения Mo. Вероятно, он присутствует в сульфидной форме. На эту мысль наводят тот факт, что Mo приурочен к стяжениям  $\text{FeS}_2$ , тогда как во вмещающих конкрециях песчано-глинистых породах он фиксируется лишь в виде следов или вовсе отсутствует. В ряде работ имеются указания на связь Mo в осадочных породах с выделениями  $\text{FeS}_2$  (Королев, 1958; Разумная, 1957; Кузнецова, Сауков, 1961) или серой (Головко, 1960). Об этом свидетельствуют и исследования Л. Е. Крамаренко (1962), наблюдавшей интенсивное осаждение молибдена в условиях сульфатредуцирующего биогенного процесса. Правда, Т. М. Азизов (1965), Вл. Боушка и И. Гонек (1962) продолжают считать наиболее вероятным, что Mo принадлежит к органической массе угля.

#### Кремнистые стяжения в известняках

Кремнистые конкреции развиты не только в углях, но и в карбоновых известняках (Решетняк, 1955; Зарицкий, 1966 г. и др.). В обломочных породах выделения аутигенного кремнезема встречаются также в цементе и в виде регенерационных каемок на кварцевых зернах, но стяжения кремнезема пока не обнаружены, если не считать окремнелые обломки стволов араукарийтов в песчаниках средней и верхней части свиты  $C_3^2$  и в свите  $C_3^3$ .

Минеральный состав и структурно-текстурные особенности кремнистых конкреций в известняках изучались в прозрачных шлифах, которые изготавливались с таким расчетом, чтобы в поле зрения попадал контакт стяжения с вмещающим известняком.

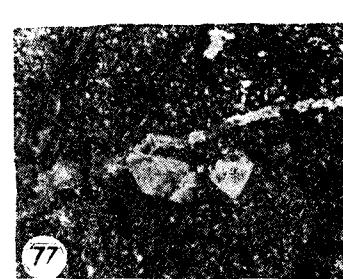
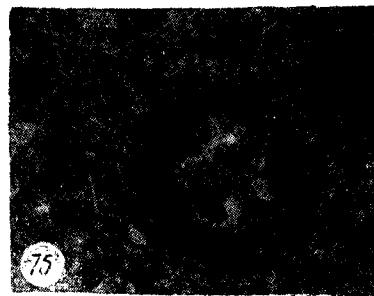
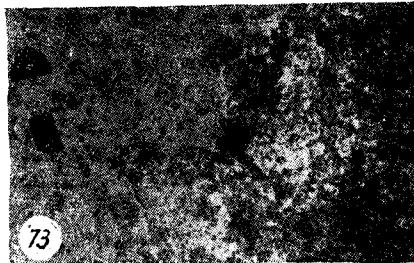
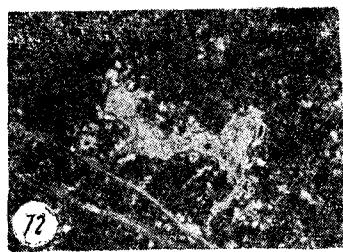


Рис. 72. Замещение кремнеземом обломков раковин в кремнистой конкреции из известняков. В трещинах кальцит более поздней генерации. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 73. Выделение сфалерита (черное) в кремнистой конкреции (светлое). Реликты карбонатов (темно-серое). В нижнем правом углу — вмещающий конкреции известняк. При одном николе. Увеличение 100. Рис. 74. Замещение кремнеземом раковин в известняке за пределами тел кремнистых конкреций. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 75. Жеодки в известняке, заполненные радиально-волокнистым халцедоном у стенок и зернистым кварцем в центральной части. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 76. Прожилок в известняке, заполненный радиально-волокнистым халцедоном. Николи скрещены. Увеличение 100. Рис. 77. Ромбоэдры кальцита в кремнистых конкрециях. В трещине — кальцит более поздней генерации. Николи скрещены. Увеличение 100.

Изучение образцов из различных известняковых горизонтов показало наличие нечетких контактов кремней с вмещающей породой. Кремнистые конкреции в большинстве случаев отличаются неоднородностью состава, включая в том или ином количестве карбонатный материал. Последний имеет вид либо мелких ромбоэдрических кристаллов размером до 0,3 мм, либо мелких агрегатов кальцита. Нередко включения  $\text{CaCO}_3$  представляют собой реликты обломков раковин различных размеров с сильно изъеденными краями (рис. 72). Количество карбонатного материала достигает максимума вблизи контакта с известняком и постепенно убывает по мере углубления в конкрецию (рис. 73). Выделения кремнезема за пределами тела стяжения (рис. 74) также обычны. Чаще всего  $\text{SiO}_2$  замещает обломки раковин.

Конкрециообразующий кремнезем обладает микрокристаллической неравномернозернистой структурой с размерами неделимых, редко превышающими 0,01–0,02 мм. Отдельные сферолиты достигают размера 0,1 мм и характеризуются четким, не смещающимся при вращении столика микроскопа черным крестом. Типична для кремнезема также реликто-органогенная структура, унаследованная от известняка. Радиально-волокнистое строение, отрицательное удлинение волокон кристаллов и низкий показатель преломления ( $N_g = 1,538$ ) соответствуют халцедону. Стенки отдельных небольших жеодок (до 0,5 мм в попечнике) в известняке выстилает лучистый халцедон, а центральную часть заполняет зернистый кварц (рис. 75).

Следует отметить, что мелкие (до 0,08 мм) агрегаты  $\text{FeS}_2$  приурочены именно к кремнистым стяжениям и во вмещающем известняке встречаются реже. Еще интереснее тот факт, что в кремнях, вблизи контакта с известняком, имеются мелкие (до 0,2 мм) монокристаллические выделения буроватого, изотропного, с очень высоким рельефом минерала-сфалерита. Обнаружен  $\text{ZnS}$  в кремнях из известняка  $M_1$  и особенно в большом количестве (около 30 зерен в шлифе) — из известняка  $N_1$  Алмазно-Марьевского района (рис. 73).

Микроскопические трещинки, секущие известняк, заполнены прекрасно развитыми сферолитами халцедона (рис. 76). Начинаются такие прожилки вдоль контакта кремня с известняком и уходят в глубь известняка. В свою очередь, кремни разбиты микроскопическими трещинами, заполненными вторичным кальцитом (рис. 77). Эти трещинки часто переходят и во вмещающий кремни известняк. В отдельных случаях вторичный кальцит замещается халцедоном вдоль стенок трещин и, следовательно, можно говорить о двух генерациях кальцита и двух — халцедона.

## ДИАГЕНЕТИЧЕСКОЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ В УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

### 1. РАННИЙ ДИАГЕНЕЗ

#### ЗАВИСИМОСТЬ ХИМИКО-МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА АУТИГЕННЫХ КАРБОНАТОВ И СУЛЬФИДОВ ОТ ХАРАКТЕРА ФАЦИЙ ВМЕЩАЮЩИХ ИХ ПОРОД

При всем многообразии форм и типов конкреций наблюдается четкая приуроченность стяжений того или иного состава к группам пород, имеющим определенную фациальную характеристику. Смена условий накопления осадков неизбежно приводит к изменению химико-минерального состава заключенных в них диагенетических минеральных образований.

Рассмотрение вопроса о связи и зависимости состава конкреций от характера фаций вмещающих пород начнем с конкреций в угольных пластах, отличающихся по условиям образования от конкреций из вмещающей угли пород.

#### Условия образования карбонатных угольных почек

Несмотря на то, что конкреционная природа угольных почек была установлена еще в средине прошлого века (Binney, 1848), вопрос об источнике минерализующих растворов до настоящего времени окончательно не выяснен. Естественно, что любая гипотеза, пытающаяся объяснить происхождение конкреций в угольных пластах, должна, прежде всего, пролить свет на этот вопрос.

По мнению многих исследователей (Menzel, 1903; Залесский, 1914; Kukuk, 1909; Stopes, Watson, 1909 и др.), формирование конкрециеобразующих минералов — результат взаимодействия морской воды, проникающей в торфяник, с продуктами разложения его органической массы. Центральным пунктом этой концепции является представление о сульфатах морской воды как об источнике образования карбонатов угольных почек.

Исследователи, изучавшие конкреционные образования в угле, неоднократно отмечали огибание их слоями угля. Данный факт считался доказательством того, что угольные почки обра-

зовались еще до превращения растительной массы в каменный уголь. Между поверхностью желваков и слоями угля наблюдаются плоскости скольжения. По мнению П. Кукука (Kukuk, 1909), М. Стопес и М. Уотсона (Stopes, Watson, 1909), а также М. Д. Залесского (1914) это свидетельствует о формировании почек еще в период, когда уголь представлял собой несократившуюся массу. Как твердые образования, почки оказывали сопротивление сжатию пласта угля, передвигались в массе последнего, отполировывая свою поверхность. Названные авторы защищали концепцию автохтонного происхождения угольных почек, все еще вызывавшую возражения некоторых естествоиспытателей. Так, М. Стопес и М. Уотсон (Stopes, Watson, 1909) рассматривают «угольные шары» как образования, возникшие на месте, а не в результате переноса обломков, сопровождаемого окатыванием. М. Д. Залесский (1914) считал типичными конкрециями угольные почки и зарубежных бассейнов и Донбасса. Форма почек, по мнению этого ученого, зачастую зависит от формы частей растений, вокруг которых образовались стяжения. Шаровидную форму конкреций, встречающихся в «присухе», М. Д. Залесский объясняет, однако, окатыванием кусков торфа и захоронением их с последующей минерализацией.

Г. Потонье (1934) также допускает возможность образования почек из катунов слипшихся между собой растительных остатков (seebäll — морские шары), избежавших разложения органического вещества вследствие консервирующего действия морской воды. Эту точку зрения в ранних своих работах разделял П. Кукук, но уже в 1909 г. он считал ее несостоятельной (Kukuk, 1909). По свидетельству П. Кукука (Kukuk, 1909), теорию автохтонного происхождения угольных почек поддерживало большинство английских и французских исследователей того времени. Правда, в работе Е. М. Кайндла (Kindle, 1934) содержится несколько измененный вариант известной гипотезы М. Стопес и М. Уотсона об образовании угольных почек. Автор предпочитает сравнивать их, подобно Г. Потонье (1934), с механически образующимися сфероидальными массами растительного материала, которые можно наблюдать и в современных водных фациях. Однако эта аналогия не встретила одобрения других авторов (Schopf, 1961 и др.).

Чтобы выяснить происхождение угольных почек, требовалось установить источник минерализующих веществ и, прежде всего,  $MgCO_3$ . Точка зрения Гукера и Биннея (Binney, 1848) была неудовлетворительной в том отношении, что она не учитывала сам факт наличия  $MgCO_3$  в угольных почках. Гукер и Бинней считали, что окаменение растительных остатков происходит за счет растворения раковин, находящихся в глинистых породах кровли. Слабость этой концепции состоит в том, что раковины не могли дать таких больших количеств  $MgCO_3$ , какие были

обнаружены химическим анализом в угольных почках. Как указывает П. Кукук (Kukuk, 1938), Ментцель первым высказал мысль о том, что морская вода является источником минерализующих веществ, и подчеркнул в высшей степени характерную ассоциацию морских слоев и торф-доломитов. Эта идея получила дальнейшее развитие в работах М. Стопс и М. Уотсона (Stopes, Watson, 1909), П. Кукука (Kukuk, 1909, 1938), М. Д. Залесского (1914). М. Стопс и М. Уотсон (Stopes, Watson, 1909) считали, что угольные почки образовались из морской воды, находившейся над углем (торфом), после того как он уже отсыпался, но до того как отвердел. Аналогичные положения находят в работе П. Кукука (Kukuk, 1909), непосредственно связывающего генезис торф-доломитов с морской водой. Замечательную сохранность строения растительных тканей исследователь рассматривал как результат окаменения их до разложения растительных остатков, т. е. до затвердения торфа. На такой же позиции стояли В. Готан и А. Бруне (Gothan, Brune, 1929), описавшие стяжения доломита в висячем боку пласта Катарина в Вестфальском бассейне. Г. Линк и Е. Колер (Linck, Kohler, 1933), признавая, что «трансгрессия морской воды имела место», считали все же нерешенным вопрос о том, почему субстанция торф-доломитов представлена чистым доломитом.

Происхождению известково-доломитовых почек в угольных пластах много внимания уделил М. Д. Залесский (1914). Наличие угольных почек в залежах каменного угля он объяснял проникновением в угольный пласт минерализованных морских вод. Циркулируя в материнском веществе угля, они вступали в обменные реакции с продуктами химического распада гниющей органической массы и образовывали новые минеральные вещества. Исходя из этих представлений, М. Д. Залесский приходит к заключению, что известково-доломитовые почки трудно встретить в бассейнах лимнического типа и что они должны быть нередки в углях Донбасса, кровлю которых слагают известняки или другие породы, содержащие морскую фауну.

Хотя за последние десятилетия против этой точки зрения не было выдвинуто сколько-нибудь серьезных возражений, авторы современных нам работ неизменно возвращаются к тому же вопросу, вновь и вновь доказывая влияние морской воды на торфяник. Примером могут служить доклады на коллоквиуме по седиментологическим проблемам угля в Рурском бассейне в 1954 г. (Teichmüller, 1955; Reichelt, 1955) и ряд специальных работ (Andrews, 1951; Werner, 1954, 1955; Teichmüller M. und R., Werner, 1953; De Sitter, 1947; Eckhardt, Gaertner, 1955; Matthey, Yochelson, 1953, 1962).

Приведенные выше представления об источнике минерализующих веществ, о ходе процесса образования конкреций в углях и т. д. являются наиболее распространенными в специальной

литературе, но не единственными. В. С. Яблоков (1951) считает, например, что следует несколько уточнить общую картину образования угольных почек Кузбасса. Отмечая отсутствие среди пород ерунаковской свиты морских горизонтов, а также полусовую зональность в расположении угольных почек, он связывает генезис их с действием грунтовых вод, имеющих повышенное содержание известковых солей. Аналогичные мысли высказывают и С. Е. Колотухина (1949). По ее мнению, образование сидерита в белорусских торфяниках, описанное Г. И. Бушинским (1946), представляет собой частный случай такого процесса.

Напомним, что конкреции с хорошей сохранностью клеточного строения растительных тканей, напоминающие по составу настоящие угольные почки, были описаны в третичных бурых углях Германии (Gothan, Hörich, 1910; Gothan, Knorr, 1934).

Известны также случаи нахождения доломитовых конкреций или сферолитовых образований сложного карбонатного состава в угольных пластах, кровля которых не была сложена морскими осадками (Gothan, Oberste — Brink, 1931; Gothan, Benade, 1931). Столкнувшись с такими не укладывающимися в привычные представления фактами, названные авторы не смогли установить источник минерализующих растворов, в частности источник магния.

Не отрицая в принципе возможность образования карбонатных конкреций в углях до погребения торфяника в ходе затопления его водами трансгрессирующего бассейна, мы полагаем, что формирование угольных почек происходит следующим образом. При изучении конкреций в угольных пластах Донецкого бассейна нами установлено, что вещественный состав их разнообразен. Однако это не может препятствовать выяснению их происхождения. Карбонатные угольные почки, карбонатно-сульфидные, сульфидные и кремнистые стяжения — образования однотипные и генетически аналогичные. Для всех их характерна хорошая сохранность растительных остатков, часто без следов объемной деформации. Микроскопические исследования угольных почек показали, что окаменение растительных остатков произошло в то время, когда части растений еще не претерпели разложения, а торфяная масса не была уплотнена. Значит, образование конкреций следует отнести к ранней стадии существования торфяника, после или во время его погребения (исключение — кремнистые стяжения). Конкреции различного состава являются типичными угольными почками, возникшими в результате минерализации разлагающихся частей растений различными по составу веществами, приносимыми в массу торфа инфильтрующими растениями.

Отмеченное выше разнообразие состава карбонатных угольных почек (кальцитовые, анкеритовые, сидеритовые) не случайно. При этом наличие в пласте угля кальцитовых или анкерито-

кальцитовых угольных почек исключает присутствие в нем сидеритовых конкреций, и наоборот. Тот или иной состав угольных почек в каждом случае строго обусловлен. Полевые наблюдения и лабораторные исследования показали поразительное сходство состава конкреций в углях и породах непосредственной кровли. Таким образом, установлена прямая зависимость состава угольных почек от характера фаций пород кровли вмещающего пласта. Так, в случае собственно морского характера пород кровли (известняки или аргиллиты с морской фауной и кальцитовыми или анкерито-кальцитовыми конкрециями) угольные почки имеют кальцитовый или анкерито-кальцитовый состав. Если же кровлю образуют переходные отложения с растительными остатками, солоноватоводной фауной и железисто-карбонатными конкрециями, конкреции в угле сложены сидеритом. Зависимость в этих двух случаях касается состава карбонатных компонентов почек, а также содержания фосфора и ряда малых элементов (Зарицкий, 1957, 1959).

Отсутствие вещественной связи между карбонатными конкрециями (а равно сульфидными и кремнистыми образованиями) и вмещающей их породой — каменным углем и отмеченное сходство в составе угольных почек с конкрециями пород непосредственной кровли позволяют заключить, что материал для построения угольных почек поступал в материнское вещество угля извне.

Карбонатные, преимущественно известковые, конкреции по своей природе чужды болотным отложениям, и поэтому присутствие их в углях можно объяснить иммиграцией конкрециеобразующего вещества в массу торфа.

Выдержанность в фациальном отношении отложений кровли на значительной территории обуславливает широкое площадное развитие угольных почек определенного состава: кальцитовых, анкеритовых или сидеритовых.

До недавнего времени в литературе, особенно по Донецкому бассейну, преобладало мнение, что угольные почки развиты только или преимущественно под известняковой кровлей (Мефферт, Крым, 1926; Гапеев, 1937; Попов, 1937; Ярош, 1941). Наши наблюдения показали, что условием образования угольных почек известково-анкеритового состава является наличие в кровле угольного пласта морских отложений независимо от литологического состава последних. Часто это не известняк, а аргиллит с морской фауной. Сходные наблюдения проведены в бассейнах Германии (Teichmüller M. und R., Werner, 1953; Werner, 1954; 1955; Teichmüller, 1955 и др.) и Северной Америки (Matay, Yochelson, 1962).

Еще в 1909 г. П. Кукук (Kukuk, 1909) утверждал, что торф-доломиты в пластах Катарина и Финефрау-Небенбанк Рурского бассейна встречаются только там, где морские отложения

находятся в кровле и содержат в себе настоящие морские окаменелости. Там же, где последние отсутствуют или заменены пресноводными формами, конкреции в углях не обнаружены. Интересно отметить, что в кровле пласта угля Финефрау-Небенбанк вместе с торф-доломитами обнаружены также кальцито-доломитовые стяжения (Van Tassel, Scheege, 1960).

Однако Дж. Шопф (Schopf, 1961) в недавно опубликованной работе продолжает утверждать, что «распространение их (угольных почек — П. З.) ограничено отдельными участками, залегающими под известняками».

Установление указанной выше зависимости состава угольных почек от фациальных особенностей пород кровли дает возможность выяснить и вопрос о характере минерализующих растворов. Эта зависимость, а также сходный химико-минеральный состав угольных почек и конкреций непосредственной кровли наводят на мысль о том, что и те и другие образовались из иловых растворов осадков кровли.

Итак, не морская вода, а иловые растворы осадков кровли, обогащенные Ca, Mg, Fe, Mp и другими элементами, являются минерализующими растворами, за счет которых формируются угольные почки (Зарицкий, 1956, 1956 г., 1957, 1959, 1966 г.).

Проникновением минерализующих растворов со стороны кровли можно объяснить постоянную приуроченность угольных почек к верхним частям угольных пластов, а также их широкое площадное распространение. С позиций прежних представлений совершенно непонятно образование сидеритовых угольных почек, которые фактически не отличаются от карбонатных конкреций иного состава. Если сульфаты морской воды и послужили источником кальция и магния, то морская вода не могла быть источником железа. Непонятно, кроме того, почему морская вода в одних случаях поставляла в торфяник кальций и магний (да и то в различных соотношениях), а в других — железо. Правда, рассмотренная только что гипотеза вовсе не касалась происхождения сидеритовых и анкеритовых конкреций в углях (речь шла о доломитовых конкрециях). С помощью ее трудно объяснить также, почему известковые угольные почки в одних случаях бедны фосфором, а в других — относительно обогащены этим элементом, хотя источником минерального вещества была одна и та же морская вода.

Мало убедительна, с нашей точки зрения, и предпринятая Г. Линком и Е. Колером (Linck, Kohler, 1933, 1934) попытка объяснить образование доломитовых угольных почек. По мнению этих авторов, породообразующий доломит является целиком метасоматическим образованием, подобно доломитовым оолитам в цештейне, которые образовались, надо полагать в результате последующего метасоматоза кальцитовых оолитов. Отсутствие следов метасоматоза, мономинеральность и, нако-

нец, кальцитовый по преимуществу состав угольных почек свидетельствуют против такого представления. Остается неясным, почему одна и та же морская вода дала начало в одних случаях кальцитовым, в других — доломитовым (точнее, анкеритовым) угольным почкам, почему в одних случаях имело место метасоматическое замещение кальцита доломитом, в других — нет.

Разнообразие химико-минерального состава угольных почек станет понятно, если учесть, что источником минерализующих растворов являются иловые воды осадков кровли, состав которых зависит от условий накопления этих осадков. В осадках опресненных лагун формируется иловый раствор, обогащенный бикарбонатным железом, тогда как в осадках морских образуется иловый раствор, содержащий значительное количество бикарбонатов Са. Как будет показано ниже, обогащенные железом иловые растворы характеризуются повышенным содержанием фосфора, а иловые растворы в осадках собственно морских обеднены этим элементом. Инфильтрационно-диффузный приток иловых растворов в торфяник, находящийся на определенной стадии разложения органических остатков, приводит в первом случае к образованию относительно обогащенных фосфором сидеритовых и во втором — бедных фосфором кальцитовых или анкерито-кальцитовых угольных почек.

Во всех случаях наблюдается приуроченность конкреций к верхним частям угольных пластов. Разложение растительного материала в нижних частях торфяника, очевидно, зашло так далеко, что остудневшая масса торфяника оказалась непроницаемой для инфильтрующихся растворов.

Замечательной особенностью угольных почек является высокая степень сохранности клеточного строения минерализованных растительных остатков. Поэтому большинство исследователей считает, что они образовались в период накопления растительного материала или вскоре после него. Остается предположить, что в случае быстрого захоронения торфяника и большей степени восстановленности среды растительный материал в отдельных его участках не успевал разложиться окончательно. Такие участки и были зацементированы карбонатами, выпадающими из инфильтрующихся в торфяник иловых растворов в ходе накопления осадков кровли. В этой связи мы не можем согласиться с первой частью вывода Г. Н. Эндрюса (Andrews, 1951): «Процесс образования угольных почек не был избирательным ни в отношении места, ни в отношении вида растений». А. К. Пылина (1964) считает образование фитоморфоз, правда, не карбонатных, а дисульфида железа, процессом избирательным — пиритизацией именно древесных остатков. Да и вторая часть этого положения Г. Н. Эндрюса не может быть признана универсальной. По наблюдениям многих исследователей (Залесский,

1914; Erhart, 1961—1962; Снигиревская, 1964 и др.) и нашим данным, угольные почки заключают в себе, наряду со стеблями, листьями и органами спороношения каменноугольных растений, также (и даже главным образом) многочисленные остатки стигмарий. Наличие корневых остатков в угольных почках привело Г. Эрхарта (Erhart, 1961—1962) к заключению, что угольные почки образуются в результате педогенетических процессов.

Нам представляется, что частое нахождение в угольных почках корневых остатков хорошей сохранности и практически без следов объемной деформации объясняется тем, что именно они дольше других не разлагались и потому в большей степени подверглись минерализации. Это обусловлено проникновением корней живых растений каменноугольных торфяных болот в глубь субстрата, состоящего из отмерших ранее частей растений, в какой-то мере уже разложившихся и уплотненных.

При образовании угольных почек происходит процесс окаменения растительных тканей без их разрушения или замещения. Поэтому минерализацию растительных остатков следует рассматривать как процесс внедрения. Начавшаяся инкрустация препятствует дальнейшему разложению растительного материала, а проходящий параллельно медленному окаменению процесс углефикации обеспечивает хорошую сохранность клеточно-го строения растительных остатков. Возможность сохранения неразложившихся растительных остатков в течение некоторого времени после погребения торфяника допускалась и раньше. Так, М. Стопс и М. Уотсон (Stopes, Watson, 1909), полагая, что образование угольных почек в пласте Ганнистер произошло после отложения кровли пласта мощностью около фута и даже после образования нового угольного пласта — Верхнего футового, вступают в явное противоречие с отстаиваемой ими гипотезой. Эти авторы пишут: «... в пласте Ганнистер, который не имеет «угольных шаров» в угле или морских раковин в кровле, мы видим «угольные шары» там, где Ганнистер близко подходит к Верхнему футовому, попадая в сферу влияния морских условий, которые превалировали во время отложения кровли Верхнего футового».

Нам кажется, что распределение угольных почек в пласте Ганнистер весьма показательно. Влияние морских условий в данном случае осуществлялось не непосредственно, а через торфяник пласта Верхнего футового и межугольный глинистый осадок мощностью около фута, без морских раковин. Ведь такое влияние есть не что иное как воздействие иловых вод осадка, разделяющего два торфяных слоя, которые, в свою очередь, связаны с морской водой, поскольку отложения в кровле Верхнего футового пласта действительно имеют морской характер. Следовательно, приведенный пример также свидетельствует в пользу развиваемой нами гипотезы.

Наши представления о генезисе угольных почек разделяет палеоботаник Н. С. Снигиревская (1964), изучавшая по угольным почкам анатомию каменноугольных растений, которые послужили исходным материалом для образования угля.

Особо следует остановиться на условиях образования пластообразных аналогов угольных почек. Первоначально такие формы были обнаружены в зарубежных бассейнах (Strahan, 1901; Stopes, Watson, 1909; Bäumler, 1870). Позже они отмечены и в углях нашей страны, в частности в Кузнецком бассейне (Чиркова, 1937; Колотухина, 1949; Яблков, 1951). В последние годы пластообразные аналоги угольных почек найдены в угольных бассейнах Северной Америки (Schopf, 1961; Matay, Yoehelson, 1953, 1962) и нами — в ряде угольных пластов Донецкого бассейна. Авторы более ранних работ связывали локальные скопления угольных почек с механическим их переносом, с аллохтонностью угля (Strahan, 1901). Однако уже П. Кукук (Kukuk, 1909) считал что формирование пластовых форм, которые он называл «конкремионными образованиями высшего порядка», происходит так же, как и более мелких торф-доломитов. Согласно С. Е. Колотухиной (1949), образование пластообразных конкреций, несущих признаки отложения в воде, связано с затоплением прибрежного торфяного болота водами близлежащего водоема. Сходство состава таких конкреций с составом мергелей и сидеритов во вмещающих углях породах, по мнению этого автора, позволяет допустить гидравлическую связь между грунтовыми водами, питавшими прибрежное торфяное болото, и водами близлежащего водоема.

Насыщением слоя торфяника минерализованными водами объясняет образование пластообразных сплошных угольных почек и В. С. Яблков (1951). Традиционного взгляда придерживается Дж. Шопф (Schopf, 1961), впервые обнаруживший угольные почки в углях Аппалачей (США). Он считает, что образование угольных почек происходит очень быстро на ранних стадиях диагенеза и связано с обычно быстрым вторжением вод в торфяное болото. Участок замещения угольного пласта на значительную мощность карбонатным веществом рассматривается С. Мамеем и Е. Иохелсоном (Matay, Yoehelson, 1962) как локальное скопление обычно разобщенных угольных почек. Такая постановка вопроса, не делающая принципиального различия между угольными почками обычных размеров и пластовыми их аналогами, нам представляется правильной.

Наблюдения над угольными почками и участками замещения угля в пластах  $k_8$  и  $l_3$  ряда шахт Алмазно-Марьевского района привели нас именно к такому заключению. По простиранию пласта число (масса) угольных почек постепенно нарастает, пока они не превращаются на некоторой площади (размеры ее приведены в гл. II) в почти сплошную пластообразную залежь,

замещающую угольный пласт на значительную мощность или даже нацело. При этом мощность конкремионного тела превышает мощность заключающего его угольного пласта. Следует подчеркнуть, что во всех наблюдавших нами случаях замещения карбонатом кальция угольного пласта непосредственную кровлю слагают известняки. С другой стороны, далеко не всегда (практически в единичных случаях) при наличии в кровле угольного пласта известняка образование угольных почек идет до замещения значительной массы угля.

Все это наводит на мысль, что при прочих равных условиях (морская кровля представлена известняком) для значительного по масштабам замещения угля карбонатами требуется определенное состояние торфяной массы к началу окаменения. Можно полагать, что в случае образования конкремионных тел малых размеров в массе торфа имелись небольшие участки почти неразложившихся растительных остатков, которые и претерпели затем минерализацию. Если же торфяное вещество в основном было слабо разложенными, а количество минерализующих растворов достаточно большим, окаменение захватывало значительные по мощности и площади участки торфяника. Консервирующее действие на растительные остатки могла оказывать морская вода, пропитывавшая массу торфа в ходе трансгрессии и погребения торфяника.

Поскольку в местах замещения угольных пластов сконцентрированы огромные количества карбонатного материала (иногда тысячи тонн), более вероятным источником последнего можно считать не морскую воду с ее невысоким содержанием кальция и магния, а иловые растворы осадков (в данном случае известковых) кровли погребенных торфяников. Генерируемая при разложении растительного вещества углекислота переводила в раствор большие количества кальция (и отчасти магния) в виде бикарбонатов. Минерализованные иловые растворы проникали в малоразложившуюся и, следовательно, доступную для проникновения растворов торфяную массу, вызывая окаменение значительных ее участков.

Нам остается рассмотреть вопрос о происхождении т. н. смешанных и фаунистических карбонатных угольных почек. Хотя подобные образования встречались в углях и раньше (Гапеев, 1937), они не интерпретировались как угольные почки и были слабо изучены. Однако уже А. А. Гапеев (1937) рассматривал присутствие «глыб известняка с фауной» в пласте угля  $k_8$  как доказательство аллохтонного происхождения верхних частей пласта и даже как подтверждение мнения Н. А. Гольдринга и А. Дюпарка о морском накоплении угля. В 1953 г. аналогичные известковые образования с морской фауной были найдены нами в пласте угля  $l_4$  на шахте № 1 им. Челюскинцев, треста «Петровскуголь», но в то время они не были детально изучены.

Позже подобные образования обнаружены и в других пластах и районах Донецкого бассейна (Зарицкий, 1968а; Снигиревская, 1964).

Названия «смешанные» и «фаунистические» угольные почки вошли в литературу только после того, как были найдены и обстоятельно описаны угольные почки в американских углях, содержащие кроме растительных также животные остатки (гомогенно- и гетерогенносмешанные) или только остатки животных (фаунистические) (Mamaty, Yochelson, 1953, 1962). Тем самым было расширено понятие «угольные почки», которое раньше применялось только к конкреционным образованиям, возникшим в результате минерализации участков торфяной массы и отличающимся хорошей сохранностью клеточного строения растительных тканей. Вопрос о новом, расширенном понятии представляется нам спорным, поскольку оно распространяется на генетически различные образования. При такой трактовке термина «угольные почки» на первый план выдвигается формальный признак — их нахождение в угле, а не источник и способ образования, что безусловно неправильно (Зарицкий, 1968а). Сказанное относится в полной мере к т. н. «фаунистическим» угольным почкам. Сложнее обстоит дело со смешанными угольными почками, характеризующимися различными соотношениями растительных и животных остатков.

По мнению С. Мамея и Е. Иохелсона (Mamaty, Yochelson, 1962), присутствие смешанных или фаунистических почек в углях свидетельствует сб очевидности морского вторжения. Некоторые торфяные болота были отделены от моря баром, защищавшим их от действия волн обычного типа. Периодически, при необычных обстоятельствах, морская вода вторглась на побережье. Такие вторжения были локальными и кратковременными, так что торфяная аккумуляция существенно не нарушалась. Однако волны были достаточно сильны для транспортировки обломков раковин и морского ила (шламма) в торфяное болото.

Указанные авторы, впрочем, отдают себе отчет в трудности интерпретации смешанных и фаунистических угольных почек, которые можно рассматривать и как эрратические валуны известняка, и как результат заполнения углублений на поверхности торфяника при нормальном седиментационном процессе после погребения торфяника. Свои соображения они пытаются обосновать наблюдениями над современными сходными образованиями. В литературе описаны глинистые почки и валуны на берегу моря, инкрустированные морскими раковинами, которые вмазываются в них при перекатывании по дну (Grabau, 1913; Richter, 1926). Неоднократно отмечалась способность окатанных илистых масс аккумулировать чужие обломки путем механической акреции (Bell, 1940; Kindle, 1937; Groneis, Grabbs, 1939). Все эти примеры, по мнению С. Мамея и Е. Иохелсона (1962),

илюстрируют отстаиваемую ими гипотезу о происхождении смешанных и фаунистических угольных почек.

Приведенные выше результаты сравнительного спектрального изучения распределения ряда элементов в нормальных, смешанных и фаунистических угольных почках в общем подтверждают эту точку зрения. Присутствие в фаунистических и смешанных угольных почках относительно повышенных количеств Si, Al, Ti, Zr, Cr, носителем которых является алеврито-глинистый материал, заставляет допустить механический перенос известкового (включая обломки раковин и шламм) и обломочного материала в торфяник. В отдельных случаях такой морской осадок — «сердцевина» мог обрасти веществом нормальной угольной почки с образованием гетерогенносмешанной угольной почки. Если обрастиания не было, из механически принесенного материала формировались т. н. фаунистические угольные почки. Если же в ходе транспортировки и отложения морского ила в него попадали растительные остатки, образовывались гомогенносмешанные угольные почки, представляющие собой промежуточную форму между нормальными и фаунистическими.

Кроме карбонатных конкреций в угольных пластах широко развиты сульфиды железа в виде «прослоев», линз и округлых желваков. Стяжения пирита встречаются во всей толще пласта. Однако при наличии карбонатных конкреций сульфиды железа, как правило, локализуются в средней и нижней частях слоя. При этом карбонатные конкреции, залегающие непосредственно у кровли, обычно лишены выделений сульфидов, тогда как угольные почки, расположенные ниже, зачастую содержат значительные количества их (до 70% и больше).

Наличие угольных почек смешанного карбонатно-сульфидного состава указывает на то, что процессы образования FeS<sub>2</sub> и карбонатов не просто предшествовали друг другу, а в течение некоторого периода протекали одновременно, перекрываясь во времени, с преобладанием сначала первого, а затем — второго. А так как инфильтрация растворов, насыщенных бикарбонатами, происходила со стороны кровли, сверху, то вполне естественно, что карбонатные стяжения сконцентрированы именно в верхней части пласта.

При наличии в пласте угля кальцитовых и анкеритовых угольных почек последние располагаются ниже кальцитовых. Такое расположение железосодержащих (сульфидных и карбонатных) конкреций в разрезе угольного слоя, а также то обстоятельство, что железо в присутствии значительных количеств CaCO<sub>3</sub> практически не переходит в раствор, заставляет предположить следующее: железо в этих случаях находилось в самом торфянике, куда было внесено поверхностными или грунтовыми водами, а не поступало в него со стороны кровли.

Таким образом, конкреционные образования в углях могли

возникать в любых случаях, когда в материнскую массу торфа, находящуюся на определенной стадии разложения, проникали минерализованные иловые растворы из осадков крови. Химико-минеральный состав конкреций находится в прямой зависимости от состава этих растворов, который, в свою очередь, определяется условиями накопления отложений крови и геохимической обстановкой превращения их в осадочные породы.

Карбонатные угольные почки, карбонатно-сульфидные и сульфидные стяжения — образования однотипные и генетически аналогичные. В них устанавливается подчас хорошая сохранность растительных тканей. Следовательно, это образования диагенетические. По данному генетическому признаку они образуют самостоятельную группу конкреций.

Приведенный в гл. III фактический материал позволяет считать необоснованным заключение американских исследователей (Mamaty, Yochelson, 1962), считающих, что в антрацитах угольных почек нет.

Метаморфизм угля, как и вмещающих его пород, несомненно обусловлен процессами, протекающими после формирования и погребения торфяника, после литификации осадков, тогда как образование карбонатных угольных почек происходило непосредственно после или в ходе погребения торфяника осадками крови. Следовательно, при прочих благоприятных условиях метаморфизм углей в целом (или определенная степень его) ни в коей мере не может влиять на образование и распределение угольных почек.

#### Условия образования карбонатных конкреций во вмещающих уголь обломочных породах

В отличие от угольных почек, конкреции во вмещающих уголь терригенных породах образуются из материала, который имеется во вмещающем осадке (первоначально обычно в иной минеральной форме). Формирование конкреций происходит в незатвердевшем обводненном осадке в результате выпадения из иловых растворов конкрециеобразующих минералов. О том, что рост конкреций шел внутри осадка, свидетельствует постоянное присутствие в теле конкреций более или менее значительной промеси (не менее 8—10%) обломочного материала, аналогичного материалу вмещающих конкреций пород. В шлифах конкреций (особенно со значительным количеством терригенных примесей) хорошо видно, что конкреции росли путем выполнения пор между обломочными частицами с захватом последних и частично коррозией обломочных зерен.

Подобную картину можно наблюдать и в шлифах удлиненных пластообразных конкреций — конкреционных прослоев. Поэтому нельзя согласиться с мнением Т. А. Ишиной (1955),

считывающей линзовидные прослои сидерита нормально-осадочными слоями, возможно, несколько измененными в процессе диагенеза осадка. Несмотря на то, что такие пластообразные карбонатные тела имеют вид первично-седиментационных образований, они не являются настоящими пластами, а представляют собой сильно уплощенные конкреции. Зачастую сама структура таких «прослоев» — четковидных, с пережимами и вздутиями — подтверждает образование их за счет слияния серии рядом расположенных послойно расположенных конкреций. Во многих случаях встречается тупое окончание такого прослоя или недоразвитые пояса между соседними линзовидными конкрециями. Все перечисленные признаки говорят о диагенетическом образовании карбонатных «прослоев», об их конкреционной природе, на что уже обращали внимание Н. М. Страхов (1953) и А. В. Македонов (1954).

В этой связи следует отметить также неправильную, на наш взгляд, точку зрения В. А. Банковского (1950) на происхождение линзовидных известковых тел, которые он рассматривает как образования сингенетические, считая «неверным, что их называют, наряду с другими, эпигенетическими образованиями. конкрециями».

Решить вопрос о седиментогенном или диагенетическом происхождении карбонатных тел нетрудно, если изучить особенности их химического состава, по сравнению с заключающими породами. Покажем это на конкретном примере. Известняк *J*, перекрыт слоем аргиллита с конкрециями. Химический состав солянокислой вытяжки из образцов известняка, аргиллита и конкреций приведен в табл. 51.

Таблица 51  
Химический состав известняка, конкреций и рассеянных карбонатов из аргиллита (в %)

Название породы	№ образца	CaO	MgO	FeO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нерастворимый остаток
Известняк	83	45,09	1,39	2,38	0,30	0,09	7,96
Аргиллит	86	1,00	1,37	3,23	0,22	0,06	82,80
Конкреция	87	4,34	6,39	36,28	0,66	0,32	12,14

Если принять за единицу содержание различных элементов в растворимой в соляной кислоте части аргиллита, то коэффициенты относительной концентрации для конкреций будут иметь значения, приведенные в табл. 52. Условно вычислим аналогичные коэффициенты и для известняка (табл. 52). Из табл. 52 хорошо видно существенное различие между известняком и карбонатной конкрецией. Если в известняке отмечается интенсивная концентрация только кальция (в 45 раз по сравнению с

содержанием его в аргиллите), то в конкреции, напротив, содержится преимущественно Fe, но заметно концентрируются и другие элементы: Mg, Ca, P и Mn. Не менее убедительно проявляется отличие седиментогенного карбоната — известняка от Са-карбонатных конкреций. В последних, в отличие от известняков (за исключением анкеритизированных известняков), концентрируется не только Ca, но и Mg (в среднем в шесть раз), Mn (в среднем в девять раз), P (в среднем в 2,4 раза), иногда и Fe (в среднем в 1,7 раза).

Таблица 52  
Относительная концентрация химических элементов в конкрециях  
и в известняке

Название породы	Ca	Mg	Fe	Mn	P
Известняк	45,0	1	0,73	1,3	1,5
Аргиллит	1	1	1	1	1
Конкреция	4,3	4,7	11,2	3,0	4,7

Нельзя также согласиться с мнением Г. И. Купрова (1953) о сингенетическом происхождении всех или большинства карбонатных конкреций в угленосных отложениях. К диагенетическим изменениям этот автор относит лишь приплюснутость тел конкреций и развитие в них аналогичной с вмещающими породами «эндогенной трещиноватости». Карбонатные конкреции в угленосных отложениях Экибастузского месторождения Е. П. Бутова (1954) также считает сингенетическими образованиями. Признаками сингенетичности конкреций, по Бутовой, является наличие окаменелостей внутри конкреций, расположение конкреций по плоскостям напластования, изгиб слоев вокруг них. Аналогичных взглядов придерживается Е. А. Слатвинская (1954). Высокое содержание силикатов в конкреции и постепенное изменение химического состава глинистой породы при переходе к конкреции, по мнению Т. И. Казминой (1938), являются признаками сингенетического характера конкреций, хотя в более поздней работе (Казмина, 1955) Fe-карбонатные конкреции рассматриваются уже как образования раннедиагенетические. Г. А. Шаповалова (1955) считает доказанным сингенетическое происхождение основной массы конкреций, допуская, однако, что окончательное формирование внешних сфер конкреций происходит в позднем диагенезе или даже эпигенезе, с чем трудно соглашаться.

Представление о сингенетическом характере конкреций отражено и в известном руководстве У. Х. Твенхофела (1936), который привел ряд критериев для определения син- или эпигенетического их происхождения. Эта точка зрения разделяется

Р. Шроком (1950) и В. А. Тарром (Tagg, 1921). Д. П. Бобровник (1960) полагает, что «карбонаты железа в виде коллоида осаждались из воды в период седиментогенеза вместе с глинистой частью породы», хотя и допускает перераспределение вещества в диагенезе, приводящее к образованию сферолитов и конкреций. Д. Г. Сапожников (1961) также не отрицает первичное отложение сидерита в седиментационную стадию, при формировании крупных пластообразных залежей сидеритовых руд.

Пелосидериты бескидского мелового флиша, по З. Роту и А. Матейке (Roth, Matejka, 1953), представляют собой первичные химические отложения: «Их существенной частью является первичный  $FeCO_3$ , который после отложения диагенетически выкристаллизовался из первоначального ила...» Очевидно, эти авторы находились под влиянием представлений Г. Линка и Е. Колера (Linck, Kohler, 1934), предположивших, что сидеритовые конкреции угленосных отложений Рурского бассейна начали формироваться в наддонных водах из плавающих гелеобразных хлопьев. В литературе можно встретить также представление об эпигенетическом происхождении конкреций. Так, Н. А. Тимошенко (1953) только на основании того, что слоистость вмещающей породы пересекает конкреции, считает последние эпигенетическими образованиями.

Все эти суждения о времени и месте конкрециеобразования в литогенезе осадочных пород относятся в основном к последним годам, когда изучению конкреций стали уделять больше внимания. Но они не являются ни единственными, ни тем более господствующими в современной литературе. Многие исследователи стоят на принципиально иной позиции, рассматривая подавляющее большинство карбонатных конкреций, в особенности конкреций, в состав которых входит закисное железо, как диагенетические образования.

Однако существование различных взглядов на вопрос о происхождении конкреций говорит о недостаточной изученности условий образования последних, а также о различном понимании стадий литогенеза, определяемых терминами сингенез, диагенез, эпигенез. Еще А. Е. Ферсман (1922) относил «образование цемента и возникновение центров кристаллизации — конкреций, радиально-лучистых сростков и т. п.» к стадии диагенеза осадка. Диагенетическое происхождение большинства конкреций вытекает из определения понятия «конкреция», данного Л. В. Путоваловым (1940), который под конкрециями понимает «местные концентрации того или иного вещества, которое рассеяно или было рассеяно в окружающей среде». По мнению Ю. А. Жемчужникова (1948), образование «сферосидеритов» кровли угольных пластов происходило еще во время незатвердевшего осадка». Н. В. Логвиненко (1953) относит образование карбонатных и сульфидных конкреций в продуктивных отложе-

ниях Донецкого бассейна к периоду сингенеза или раннего диагенеза вмещающих осадков. А. Н. Гейслер (1950) также считает конкреции образовавшимися «в стадию вторичных изменений осадка — в стадию раннедиагенетического превращения его». Возникновение конкреций в раннем диагенезе, по мнению З. В. Тимофеевой (1956), доказывается приуроченностью их к органическим остаткам, относительной чистотой и отношением к слоистости вмещающих пород. Псдобную аргументацию раннедиагенетического происхождения карбонатных конкреций находим также у И. А. Осиповой (1950) и С. Е. Колотухиной (1949). Карбонатные конкреции угленосных отложений Печорского бассейна А. В. Македонов еще в 1954 г. считал «сингенетическими в широком смысле этого термина или раннедиагенетическими» и приводил ряд доказательств своей точки зрения. Позднее в работах А. В. Македонова (1957, 1965), А. В. Македонова и А. И. Цветкова (1957) этот вывод получил дальнейшее развитие и обоснование.

Диагенетическими считают конкреции и некоторые зарубежные авторы (Panfil, 1958; Larsen, Chilingar, (Editors), 1967 и др.). Мнение о раннедиагенетическом образовании конкреций отстаивает Г. И. Теодорович (1958). Е. А. Похвиснева (1964) недостаточно аргументировано относит возникновение конкреций к позднему диагенезу, когда, по ее мнению, происходила также энергичная литификация осадка с потерей воды и газа. Многолетние наблюдения над формой, условиями залегания, характером связи конкреций со слоистостью вмещающих пород, исследование химико-минерального состава их и аутигенных минералов цемента пород, сравнительное изучение конкреций и вмещающих пород — все это привело нас к заключению, что карбонатные конкреционные образования, широко развитые в угленосной толще Донбасса, возникли в стадии раннего диагенеза (Зарицкий, 1955, 1956, 1957, 1959 и др.). Можно привести ряд доказательств диагенетического происхождения конкреционных образований в угленосных отложениях Донецкого бассейна.

1. Согласное с напластованием вмещающих пород залегание (рис. 11, 13). Слойчатость вмещающей породы частично пересекает конкреции или «упирается» в них, а частично обтекает их сверху и снизу. Такое отношение конкреций к слоистости обусловлено тем, что при уплотнении осадок в объеме сформировавшейся конкреции сжимается меньше (в результате заполнения пор веществом конкрециеобразователя и ранней литификации последнего), тогда как за пределами тела конкреции происходит существенное уплотнение осадка. Мощность слойков, пересекающих конкреции, всегда больше, чем мощность тех же слойков вне ее. Соотношение мощностей слойков внутри и вне конкреций, как отметила Л. Н. Ботвинкина (1962), имеет реша-

ющее значение для суждения о стадии образования конкреций. Значительное сокращение мощности осадка (Зарицкий, 1966б) свидетельствует о завершении формирования конкреций до его уплотнения и литификации, т. е. еще в рыхлом, сильно обводненном осадке.

2. Лучшая сохранность при отсутствии объемной деформации органических остатков в конкрециях, по сравнению с сохранностью их во вмещающих породах (рис. 50, 54, 55). Формирование конкреций вокруг органических остатков, например, вокруг корневых остатков (желваки почвы и подпочвы), позволяет считать, что они образовались на очень ранней стадии диагенеза, совпадающей по времени с началом разложения корней или других растительных остатков. Последние были очагами реакций, которые способствовали осаждению карбонатов в этих участках осадка.

3. Рост конкреций в среде осадка, о чем свидетельствует наличие и сходство обломочного материала (нерасторимого остатка) в конкрециях и вмещающих их породах. Следы коррозии обломочных зерен карбонатами также указывают на осаждение карбонатного материала в уже отлжившемся осадке. Содержание обломочного материала обычно нарастает к периферии тела конкреции, что можно объяснить прогрессирующими уплотнением осадка в период роста конкреции.

4. Уплощенная форма подавляющего большинства конкреций (линзовидные, лепешковидные, конкреционные прослои, эллипсовидные и т. п.) и ориентировка их удлинением вдоль слоистости вмещающих пород. Уплощенная форма не является следствием вертикального сжатия исходного конкрециеобразующего вещества, поскольку карбонаты характеризуются быстрой литификацией и, как правило, не несут следов уплотнения. Такая форма — результат преимущественной миграции вещества в осадках по плоскостям напластования, в горизонтальном направлении.

5. Часто встречающееся строение тел конкреций в виде септарий свидетельствует о том, что вещество конкрециеобразователя в своем становлении прошло стадию геля с последующим гистерезисом и сокращением объема. Такое исходное состояние возможно только в случае, если формирование конкреций проходило и практически завершилось в сильно обводненном, рыхлом осадке.

6. Большинство конкреций образовано типично диагенетическими минералами: сидеритом, минералами изоморфного ряда магниосидеритов (сидероплезит, нистомезит, кальциомагниосидерит), анкеритом, железистым доломитом, отчасти кальцитом и их комбинациями. Диагенетическое происхождение этих минералов подтверждается тем, что входящие в их состав Fe и Mn находятся в закисной двухвалентной форме, невозможной в

условиях окислительной среды наддонных вод, но вполне соответствующей восстановительным условиям среды в осадке, обогащенному органическим веществом. Доказано наличие многих из этих минералов (в том числе в виде конкреционных образований) в современных осадках, т. е. на ранней стадии диагенеза.

7. Сходство химико-минерального состава конкреций с составом аутигенных минералов цемента вмещающих их пород.

8. В связи с установлением зависимости между составом карбонатных конкреций и фациальным характером вмещающих пород при решении вопроса о природе и времени образования конкреций в общем ходе литогенеза необходимо учитывать их химико-минеральный состав. Постоянную и строгую приуроченность конкреций определенного состава к определенным в фациальном отношении породам можно объяснить только в том случае, если считать конкреции индикаторами условий осадконакопления и геохимической обстановки в осадке на ранней стадии диагенеза.

9. Концентрически-зональное строение многих изометрических и уплощенных конкреций, обусловленное изменением их химико-минерального состава в радиальном направлении, свидетельствует о закономерном изменении физико-химических условий среды в осадках в течение роста конкреций. Естественно, что седиментационные образования могут характеризоваться только вертикальной, но не концентрически-зональной последовательностью отложения слоев различного состава. Значительный диапазон изменения вещественного состава зональных конкреций отражает широкие пределы изменения геохимической обстановки в осадке в течение относительно небольшого отрезка времени, что возможно только в ранний период диагенеза осадка.

10. Сохранность без изменения химико-минерального состава карбонатных конкреций в угленосных породах различных районов Донецкого бассейна, в неодинаковой мере подвергшихся воздействию процессов катагенеза и начального метаморфизма, также убедительно подтверждает более раннее диагенетическое происхождение этих образований.

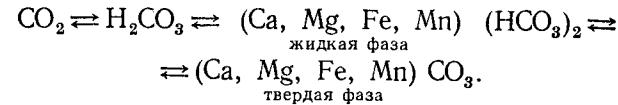
Перечисленные доказательства, взятые в своей совокупности, исключают образование карбонатных конкреций угленосных отложений в период седиментогенеза вмещающих их пород и в постдиагенетический перисд.

В последние годы советские и зарубежные исследователи успешно занимаются изучением диагенетических процессов в современных морских и озерных осадках. Результаты, достигнутые в этом направлении, обобщены в работах Н. М. Страхова. Одной из важных особенностей только что отложившихся осадков, по Н. М. Страхову, является их высокая обводненность, обуславливающая проницаемость осадков для диффузных токов

вещества. Осадки характеризуются также наличием обильного и разнообразного бактериального мира, вертикальной неоднородностью физико-химической обстановки и горизонтальной фациальной геохимической зональностью, отсутствием свободного кислорода за пределами окислительной пленки. Величина pH осадков меньше, чем pH водной массы бассейна осадконакопления.

Рассматривая осадки как среду для химических и биологических процессов, Н. М. Страхов (1953) подчеркивает отличие среды иловых растворов от среды наддонной воды, которое позволяет «с полным правом ... сказать, что в бассейнах осадки и находящаяся над ними водная масса представляют собой два разных бок о бок существующих мира». В грунтовых растворах содержание ряда веществ, представленных в малой концентрации в водной массе бассейна, повышен, что отвечает их насыщению в данных условиях. Максимальное накопление компонентов наблюдается в иловых растворах наиболее тонкозернистых осадков. Этим можно объяснить приуроченность основной массы конкреций именно к тонкозернистым отложениям.

По мере накопления осадка в погребенных его частях прекращается жизнедеятельность микроорганизмов, разлагающих органическое вещество илов с образованием различных газов и, прежде всего, углекислоты. Находящаяся в иловом растворе CO<sub>2</sub> неразрывно связана с карбонатами системой равновесий (Страхов, 1953):



Каждому давлению CO<sub>2</sub> в осадке отвечают строго определенные величины других членов ряда вправо от нее. С возрастанием парциального давления CO<sub>2</sub> растут массы H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, которые реагируют с твердой фазой карбонатов, и в растворе увеличивается содержание бикарбонатов. По мере сокращения генерации углекислоты и потери ее осадком уменьшается избыток H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> и растворенных бикарбонатов, а часть карбонатного вещества выпадает в осадок. В ходе диагенеза происходит непрерывный переход веществ из первоначальных форм, в которых они поступали в осадок, в новые формы, приспособленные к изменившимся физико-химическим условиям среды в осадке (Страхов, 1953).

Таким образом, «не водная масса бассейна с протекающими в ней процессами химического и биологического осаждения, а среда осадка со специфической физико-химической обстановкой — вот арена образования подавляющей массы аутигенных минералов морей и озер малой минерализации» (Страхов, 1953).

При этом осуществляется энергичное перераспределение возникающих минералов внутри осадка и преимущественная концентрация их в отдельных точках (участках) его, приводящая к образованию конкреций. Причинами перераспределения являются потеря газовой фазы ( $\text{CO}_2$ ), неоднородность физико-химической характеристики разных участков осадка, влияние сил кристаллизации. Следовательно, переход различных компонентов в иловый раствор и состав выпадающих из последнего веществ определяются и регулируются физико-химическими условиями среды в осадке на стадии диагенеза.

Изучение условий осадконакопления в некоторых современных лагунах Франции показало, что восстановление сульфатов сульфатредуцирующими бактериями увеличивает щелочной резерв в иловых водах. Это также является одной из причин осаждения карбонатов (Riviere, Vernhet, 1964). «Так, в результате совокупного действия целого ряда факторов взамен первоначального, более или менее равномерного распределения элементов в осадке возникает существенно неоднородное размещение их и — что особенно важно — образуются новые то единичные, то многочисленные центры «сгущения», концентрации элементов» (Страхов, 1953).

Вопросам происхождения карбонатов (в частности, сидерита) в осадках в последние годы посвящен ряд теоретических и экспериментальных работ. Благодаря исследованиям В. С. Крумбейна и Р. М. Гаррелса (Krumbein, Garrels, 1952), Н. К. Губера и Р. М. Гаррелса (Huber, Garrels, 1953), И. Р. Кастано и Р. М. Гаррелса (Castano, Garrels, 1950) удалось установить поля устойчивости основных минеральных форм железа: окисной, углекислой и сернистей. Из диаграммы равновесия гематита, сидерита и пирита (Krumbein, Garrels, 1952) видно, что образование гематита при разных значениях pH происходит в условиях явно окислительной среды (высокие значения Eh). Сидерит может отлагаться в слабо окислительной среде только при низких pH (около 6—7), а при обычных для морской воды pH (больше 7) — лишь в бескислородной среде с отрицательными и достаточно низкими значениями Eh. Пирит при всех значениях pH возникает только в условиях резко восстановительной обстановки.

Экспериментально (Castano, Garrels, 1950) установлено, что после прибавления солей закисного железа в сосуд с морской водой, находящейся в равновесии с выпавшим  $\text{CaCO}_3$ , происходит быстрое выпадение гидроокиси Fe. Присутствие ила и слабая кислотность раствора обусловливают образование шамозита, а после прибавления органического вещества появляются сидерит и пирит.

Миграция Fe в растворенном виде возможна только в бескислородной обстановке (торфяные воды, например). Относитель-

но высокое значение pH среды и присутствие кислорода в бассейнах ускоряют быструю коагуляцию золей Fe. Малые размеры частиц геля гидроокиси Fe способствуют обогащению железом именно тонких осадков. В конечном счете распределение Fe по дну бассейна, по Н. М. Страхову, определяется законами механической дифференциации. Н. М. Страхов показал также, что превращения веществ в диагенезе илов не ограничиваются переработкой свежевыпавших (в водоеме) химических или биогенных осадков, распространяясь на механически внесенный материал.

Однако единого мнения о том, где происходит восстановление окисного железа — в придонной воде или в осадке, в литературе нет. Одни авторы (Taupitz, 1954 и др.) считают, что первоначально благодаря восстановлению окисного Fe над дном происходит относительное обогащение осадка рассеянным карбонатом Fe, а затем уже идет диагенетическое перераспределение и концентрация его с образованием кристаллов или конкреций. Эта точка зрения, как мы видели, нашла отражение и в более поздних работах (Купров, 1953; Бутов, 1954; Шаповалова, 1955; Бобровник, 1960).

Другие исследователи (Correns, 1937; Illies, 1949) и особенно Н. М. Страхов (1953, 1960 и др.) полностью исключают восстановление Fe в наддонной воде и возможность выпадения  $\text{FeCO}_3$  непосредственно из морской воды. Эти процессы, по их мнению, протекают на ранней стадии диагенеза в осадке, обогащенном водой и органическим веществом. Это мнение не только обосновано теоретически, но и подкреплено наблюдениями над современными осадками. Диагенетические образования сидерита в илах Боденского озера (Hummel, 1923) и в морских осадках (Кленова, 1948) отмечались уже давно. В современных осадках конкреции сидерита развиты преимущественно в болотах, торфяниках и в осадках континентальных водоемов (Македонов, 1957а, 1966).

Анализ данных об угленосных отложениях Донбасса не позволяет отнести даже сравнительно обогащенные  $\text{FeS}_2$  отложения к пиритовой фации, поскольку в них преобладает  $\text{Fe}^{2+}_{\text{HCl}}$ . А это значит, что при накоплении угленосной толщи не создавались условия для заражения наддонной воды сероводородом. О нормальном кислородном режиме наддонных вод свидетельствуют найденные в сидеритовых стяжениях остатки фауны и фоссилизация последних дисульфидом железа.

С другой стороны, общегеологические данные и изучение аутигенных минералов показывают, что в водоемах каменноугольного периода (за исключением, возможно, водоемов лесоболотного ландшафта) не могли реализоваться такие условия среды (величины pH и Eh), при которых происходила бы в значительных масштабах миграция растворенного железа и выпа-

дение его непосредственно из наддонной воды в виде карбоната, а тем более сульфида.

Остается не совсем ясным генезис анкерита в угленосных отложениях. По данным А. В. Македонова (1957а), в современную геологическую эпоху анкеритовые конкреции не образуются. Доломиты (правда, в виде пластов) изредка встречаются, но в замкнутых водоемах пустынных и полупустынных областей, а также в морях жаркой зоны. Эти доломиты отличаются от доломитов угленосных отложений отсутствием железа. Не обнаружены в угленосных толщах и описанные Д. А. Виталем (1950) конкреции в озерах Кулундинской степи. В связи с этим вряд ли правомерно сравнивать обстановку формирования доломитовых конкреций в углях Кузбасса с условиями образования доломита в современную эпоху в осадках озера Балхаш (Колотухина, 1949).

К. Дангем (Dunham, 1948), описавший анкерит в угленосных отложениях Англии, рассматривал его как «первоначальный нормальный породообразующий минерал», исходя из пластовой формы выдержанного на площади анкеритового алевролита. А. В. Македонов и А. И. Цветков (1957) считают пластовую форму этого карбонатного образования результатом слияния серии анкеритовых конкреций.

Условия залегания и морфология выделений анкерита (конкреции в угле и вмещающих породах), наличие в его составе закисного железа — все это свидетельствует о диагенетической природе данного минерала.

По мнению А. В. Македонова (Македонов, 1954; Македонов, Цветков, 1957), образование анкерита в угленосных толщах обусловлено метаморфизмом иловых растворов, формирующихся в результате смешения вод морского происхождения с пресными континентальными водами, связанными с гумидной ландшафтной зоной. Для совместного выпадения карбонатов Ca, Fe и Mg из иловых растворов необходима восстановительная обстановка, относительная концентрация Fe и Mg, высокое парциальное давление углекислоты с последующей дегазацией. Образованию таких растворов благоприятствовал влажный климат с сезонными колебаниями в сторону сухого, интенсивное торфонакопление и периодическое затопление торфяника, являющегося генератором  $\text{CO}_2$ .

Случай цементации карбонатами современных песчаных осадков на участках берега, где есть лагуны, отделенные от моря пересыпями, неоднократно описаны (Невесский, 1949; Зенкович, 1952). В таких осадках карбонат представлен кальцитом. Если же на берегу развиваются торфяные болота, то не исключено, что иловые растворы будут обогащены закисным железом и станет возможным образование анкерита.

## Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальной обстановки осадконакопления

Вопросам связи и зависимости химико-минерального состава карбонатных конкреций от характера фаций вмещающих их пород в каменноугольных отложениях Донецкого бассейна посвящен ряд работ (Зарицкий, 1956, 1956а, 1956б, 1956в, 1956г, 1957, 1959; Коперина, Тимофеева, 1959; Тимофеева, 1955, 1956, 1959) и в отложениях других бассейнов (Коперина, 1956; Бродская, 1959 и др.). Впервые эти закономерности были подмечены и обоснованы А. В. Македоновым (1947, 1954, 1957 и др.) на материалах Печорского бассейна.

Изучение вещественного состава желваков пород почвы угольных пластов («кучерьчик») показало, что они на 92—98% состоят из углекислого железа. Другие карбонатные составляющие ( $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{MnCO}_3$ ) либо вовсе отсутствуют, либо находятся в резко подчиненных количествах. При этом они не образуют самостоятельных минералов, а входят в качестве изоморфной примеси в состав сидерита (Зарицкий, 1964в, 1964г, 1965а, 1966).

Такое однообразие и специфичность состава конкреций почвы свидетельствуют о тесной генетической связи их с вмещающими отложениями, когда-то представлявшими собой донные осадки болот, материал для образования которых давала близлежащая суши, но в основном — субстрат, на котором развивались болота.

Вместе с обломочной частью поступает железо в виде механической взвеси и отчасти — в растворенном состоянии в грунтовых водах. Вследствие восстановительной обстановки в болотных илах в ходе диагенеза происходит редукция железа. В результате разложения растительного вещества генерируется углекислота. Благодаря этому в грунтовом растворе накапливается углекислое железо в бикарбонатной форме с последующим выпадением по мере дегазации осадка в виде  $\text{FeCO}_3$  и концентрацией в отдельных точках осадка с образованием конкреций.

Известно, что породы почвы углей, как правило, не содержат карбонатов кальция (Банковский, 1950; Гейслер, 1950; Логвиненко, 1953). Согласно Н. М. Страхову (1948), именно такие условия наиболее благоприятны для сидеритообразования.

Кроме сидерита в сложении конкреций почвы участвует каолинит. Присутствие его в конкреционных образованиях также закономерно, ибо этот аутигенный минерал, типичный для болотных отложений пород почвы угольных пластов (Ишина, 1955; Логвиненко, 1953). Для образования каолинита необходима кислая среда, которая возникает в осадках болот благодаря разложению растительных остатков с образованием углекислоты

и гуминовых кислот. Сферолиты карбонатов погружены в каолинитовый цемент либо каолинит выполняет поры между карбонатными сгустками. Такие условия совместного нахождения, подчас базальный характер цемента свидетельствуют о первичности (ранний диагенез) образования обоих минералов и позволяют рассматривать каолинит как один из конкрециеобразователей.

Наконец, третьим конкрециеобразующим минералом в желваках почвы является дисульфид железа — пирит. Присутствие пирита в породах почвы — обычное явление. Образуя самостоятельные небольшие стяжения, пирит часто участвует также в сложении сидеритовых конкреций. При этом возможны два случая: сульфиды железа развиты в центральной части желвака, чаще всего по заключенному в конкрециях корневому остатку, либо тонкозернистые агрегаты  $FeS_2$  рассеяны в массе конкрециеобразующего карбоната и образуют ядра или отдельные концентры в карбонатных сгустках. Условия нахождения и парагенезис  $FeS_2$  с сидеритом свидетельствуют о первичном (раннедиагенетическом) выделении его, наряду с другими конкрециеобразующими минералами. В ряде случаев конкрециеобразующее значение приобретает и лептохлорит.

Такой комплекс минералов (сидерит, каолинит, пирит), отражающий условия образования и физико-химический состав среды болотных отложений, типичен только для конкреций почвы угольных пластов («кучерьавчик»). Вместе с тем болотные отложения вполне определенным образом характеризуются находящимися в них карбонатными конкрециями. Таким образом, очевидна прямая связь состава желваков почвы с фациальными особенностями вмещающей породы.

Сказанное нельзя в полной мере отнести к залегающим ниже по разрезу конкреционным образованиям подпочвы угольных пластов, которые морфологически и по условиям залегания почти не отличаются от желваков почвы. Различен лишь химико-минеральный состав тех и других. В конкрециях подпочвы намечается уменьшение роли углекислого железа и соответственное увеличение роли карбонатов кальция и магния (табл. 5, 7). Содержание карбонатных составляющих в конкрециях колеблется в значительных пределах, в зависимости от происхождения вмещающих пород. Вместе с тем отложения любого первичного генезиса (аллювиальные, переходные от континентальных к морским или собственно морские) подвергались, хотя и в меньшей мере, чем отложения почвы, воздействию болотных вод и корневых систем болотных растений. Это не могло не сказаться на геохимических условиях среды в осадке и, следовательно, на составе аутигенных образований — конкреций. Влияние указанных факторов было настолько велико, что оно определило, в конечном счете, облик пород подпочвы. По на-

правлению вниз воздействие их постепенно слабеет и породы сохраняют первичные генетические признаки (слоистость).

Важнейшим признаком пород подпочвы является наличие довольно многочисленных карбонатных конкреций. Состав их, как следует из только что сказанного, определяется первичными особенностями условий накопления вмещающих отложений и последующими диагенетическими преобразованиями, связанными с формированием болот на этих отложениях. Так, если породы подпочвы имеют первичный аллювиальный генезис, они заключают в себе редкие желваки небольших размеров, которые по составу почти не отличаются от конкреций почвы. Значительно шире распространены конкреции в породах подпочвы переходного или морского первичного генезиса. В зависимости от того, какие отложения послужили субстратом для развивающихся болот, различают два типа конкреций подпочвы — с преобладанием  $FeCO_3$  или  $CaCO_3$ .

Отложениям переходным отвечает описанный выше тип конкреций подпочвы, характеризующийся еще достаточно высоким содержанием углекислого железа (в среднем 86,3%) и несколько повышенным, по сравнению с желваками почвы, количеством  $CaCO_3$  (в среднем 6,62%) и  $MgCO_3$  (в среднем 5,64%). Важнейшими конкрециеобразующими минералами этого типа являются сидерит и магнезиально-железистый карбонат типа сидероплезита. В резко подчиненном количестве встречается анкерит.

Конкреции подпочвы другого типа, в составе которых преобладает углекислый кальций (среднее содержание — 54,28%) при высоком содержании  $MgCO_3$  (в среднем 27,0%) и  $FeCO_3$  (в среднем 17,50%), развиты в породах собственно морского генезиса, на которые «накладывались» болота и которые вниз по разрезу сменялись не подвергшимися воздействию «почвообразовательных процессов» собственно морскими отложениями. В качестве конкрециеобразователей в этом типе представлены кальцит, доломит (обычно железистый), анкерит и, в меньшей мере, магнезиально-железистые карбонаты.

Итак, состав карбонатных конкреций из подпочвы угольных пластов, отражая условия накопления вмещающих их осадков, вместе с тем несет на себе отпечаток болотного режима, который оказал определяющее влияние на состав желваков болотных осадков, слагающих почву угольных пластов. Поэтому конкреции пород подпочвы по своему химико-минеральному составу отличаются и от конкреций из переходных или морских фаций, не подвергшихся воздействию указанных выше факторов. И, наоборот, по составу конкреций подпочвы можно судить о первичном характере осадков, на которых развивались болота, если «почвообразовательные процессы» замаскировали первичные диагностические признаки, позволяющие определить фациальную принадлежность пород подпочвы.

Такая непосредственная связь состава с характером вмещающих пород устанавливается также для конкреций первой группы, развитых в отложениях переходных и морских фаций, слагающих надугольную часть циклов осадконакопления. По химико-минеральному составу выше было выделено два типа конкреций из переходных отложений. При этом для алеврито-глинистых отложений, слагающих непосредственную кровлю угольных пластов, с многочисленными обугленными растительными остатками, а иногда с фауной ракообразных, характерны конкреции с высоким содержанием  $\text{FeCO}_3$  (в среднем 87,7%) и небольшим содержанием  $\text{CaCO}_3$  (в среднем 5,1%) и  $\text{MgCO}_3$  (в среднем 5,0%). Ведущими конкрециеобразователями являются сидерит и магнезиально-железистый карбонат типа сидероплазита.

В алеврито-глинистых отложениях лагун и заливов, в той или иной мере связанных с морским бассейном, с ядрами выполнения, раковинами солоноватоводных организмов и растительными остатками и залегающих на некотором удалении от угольных пластов, развиты конкреции, в сложении которых доминирующую роль все еще принадлежит углекислому железу (в среднем 76,0%), но содержание  $\text{CaCO}_3$  (в среднем 10,6%) и  $\text{MgCO}_3$  (в среднем 11,8%) возрастает. В соответствии с этим значение сидерита как конкрециеобразующего минерала уменьшается. Наиболее обычным минералом-конкрециеобразователем является магнезиально-железистый карбонат с соотношением  $\text{Fe} : \text{Mg}$ , всегда большим единицы, содержащий в качестве изоморфной примеси некоторое количество кальция. Распространен также анкерит, который, однако, не является характерным минералом для конкреций из отложений переходной группы фаций.

Залегающие выше по разрезу (или непосредственно на угольных пластах) морские отложения изобилуют карбонатными конкрециями. Эти конкреции делятся на два типа, в зависимости от того, что преобладает в их составе —  $\text{FeCO}_3$  или  $\text{CaCO}_3$ . Обогащенные углекислым железом (среднее содержание 72,2%) при наличии  $\text{CaCO}_3$  (среднее 13,4%) и  $\text{MgCO}_3$  (среднее 19,65) по преимуществу магнезиально-железистые конкреции отвечают прибрежно-морским песчано-алевритовым отложениям, тогда как для собственно морских алеврито-глинистых отложений характерны конкреции с высоким содержанием  $\text{CaCO}_3$  (среднее 68,0%), сложенные преимущественно кальцитом, анкеритом и кальцитом и, в меньшей мере, — магнезиально-железистым карбонатом типа пистомезита.

Естественно, что нельзя провести четкой границы между выделенными в пределах группы I смежными типами конкреций, образующими подгруппы стяжений из отложений переходных и морских фаций. Между конкрециями подгрупп существуют постепенные переходы, соответствующие переходам между вме-

щающими конкрециями породами. Но установленное на основании массовых химических анализов среднее содержание карбонатных компонентов, а также минеральный состав каждого типа конкреций дают вполне определенную характеристику вмещающих пород. Наблюдается и обратная связь. Следовательно, конкреции образуют вполне закономерные минералого-парагенетические ассоциации с вмещающими их породами.

Зависимость химико-минерального состава конкреций от условий осадконакопления вмещающих пород — не прямая, ибо конкреции представляют собой более поздние образования и относятся к стадии не накопления осадка, а превращения его в осадочную породу. Таким образом, по составу конкреций можно судить, в первую очередь, о составе илового раствора и физико-химических условиях среды в осадке, а не о составе и условиях среды наддонных бассейновых вод.

Однако фациальная обстановка осадконакопления оказала решающее влияние на характер физико-химической обстановки и ход раннедиагенетических процессов, что, в свою очередь, определило состав аутигенных минеральных образований, к которым относятся и конкреции. В самом деле, для концентрации в стяжениях того или иного компонента необходимо, прежде всего, присутствие его в исходном осадке (возможно, в другой минеральной форме), а затем уже благоприятные условия для его миграции и концентрации. Так, в бескарбонатных отложениях почвы угольных пластов едва ли могут быть распространены кальцитовые и анкеритовые конкреции, и наоборот, трудно встретить сидеритовые конкреции в отложениях собственно морских, обогащенных карбонатом кальция. Тот факт, что во всех случаях породам определенной фациальной принадлежности соответствуют вполне определенные по составу конкреции, бесспорно подтверждает закономерную зависимость состава конкреций от фациального характера вмещающих их пород.

Таким образом, вещественный состав конкреционных образований позволяет если не прямо, то хотя бы косвенно судить о фациальной (в широком смысле) обстановке осадконакопления, о характере бассейна.

Чем ближе условия осадконакопления к нормально морским, тем выше содержание углекислого кальция в составе конкреций этих осадков; наоборот, по мере распроснения водоема и роста влияния суши на накопление осадков кровли (крайнее выражение такого влияния — лагунно-болотная и болотная обстановка) участие  $\text{CaCO}_3$  в сложении конкреций уменьшается и ведущая роль переходит к  $\text{FeCO}_3$ . Иными словами,  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{CaCO}_3$  ведут себя как «антагонисты».

Установлено также закономерное изменение количества  $\text{MgCO}_3$  при переходе от конкреций одного фациального типа пород к другому. Среднее содержание  $\text{MgCO}_3$  для большинства

типов конкреций первой группы составляет около 12—20% от суммы карбонатов. Однако максимальные количества его, не учитывая анкерито-кальцитовые конкреции из песчаных отложений фаций пересыпей, кос и баров, где среднее содержание  $MgCO_3$  весьма высокое — около 30%, зафиксированы в конкрециях из прибрежно-морских и собственно морских алеврито-глинистых отложений. Конкреции из лагунно-болотных отложений, которые образуются в водоемах, имевших ограниченную связь с морским бассейном, характеризуются существенно более низким содержанием углекислого магния (среднее 5,0%). Еще в большей мере это относится к желвакам из болотных отложений почвы угольных пластов со средним содержанием  $MgCO_3$  всего около 3,2%. Такое распределение  $MgCO_3$  в карбонатных конкрециях из отложений различных фаций вполне закономерно, поскольку источником магния в иловых растворах является морская вода. В связи со сказанным по химико-минеральному составу карбонатных конкреций можно вполне определенно судить о составе и геохимическом режиме вод бассейна осадконакопления, о степени распреснения лагунных водоемов и т. п.

Зависимость химико-минерального состава карбонатных конкреций от характера фаций вмещающих пород установлена и для других угольных бассейнов. По данным А. В. Македонова (1954, 1957), в нижней части воркутской свиты Печорского бассейна, в конкрециях пород, с морской фауной и достаточно распространенной известковистостью, накопление  $FeCO_3$  незначительно, сидеритовых и анкеритовых конкреций почти нет. В средних горизонтах свиты, где морская фауна отсутствует и встречается лишь лагунная (антракозиды), разрез беднеет углекислым кальцием, а конкреции заметно обогащаются  $FeCO_3$ . В верхних частях свиты  $CaCO_3$  почти исчезает и исключительное развитие получают сидерит и анкерит, особенно первый. А. В. Македонов (1957) показал также, что в зависимости от положения в цикле, т. е. в разрезе по отношению к угльному пласту, состав конкреций закономерно меняется. Как правило, в породах, более близких к угльному пласту, конкреции богаче железом, а в породах, удаленных от угля, беднее железом и богаче кальцием. Распределение типов конкреций в типичном угленосном цикле, по А. В. Македонову, отвечает смене фаций от прибрежно-болотных до мелководных опресненно-лагунных, баровых и прибрежно-морских в условиях влажного климата, при циклических трансгрессиях и регрессиях. Автор заключает: «Этот парагенезис проявляется в конкрециях более наглядно, чем в каком-либо другом литологическом признаке вмещающих пород, делает их прекрасным индикатором фациально-геотектонической обстановки углеобразования».

Особенности состава карбонатных конкреций в угленосных отложениях различных фаций Карагандинского бассейна указа-

ны в работах В. В. Копериной (1956), В. В. Копериной и З. В. Тимофеевой (1959). Н. Г. Бродская (1959) описала карбонатные конкреции третичных отложений Сахалина, включая угленосные толщи эоценового и миоценового времени, и показала ясное различие в составе конкреций морских и континентальных отложений.

Аналогичные закономерности установлены и для безугольных толщ. В. Т. Фролов (1958) показал, что в пресноводно-озерных отложениях нижне- и среднеюрских пород Дагестана развиты только сидеритовые конкреции; в отложениях переходных лагунно-заливных — конкреции анкерито-сидеритового состава; в прибрежно-морских — в основном анкеритовые, а в породах, отлагавшихся вдали от берега, — почти исключительно кальцитовые. Связь между составом конкреций и характером вмещающих их пород доказана и для терригенного флиша Западных Карпат (Narebski, 1957). С изменением типа карпатского флиша, увеличением известковистости от нижнего мела к эоцену, меняется и состав конкреций — сидеритовые сменяются олигонитовыми и анкерито-кальцитовыми. Попытки фациальной классификации глинистых осадочных пород по химическому составу сидеритовых конкреций предпринимались и другими зарубежными исследователями (Weber, Williams, 1965).

Изменение химико-минерального состава конкреций в нормальном разрезе подчиняется общей закономерности смены генетически связанных между собой фаций в пределах цикла осадконакопления. Это логически вытекает из установленной зависимости состава конкреций от характера фаций вмещающих пород. То же относится и к составу конкреций по простианию. Во многих случаях отложения ряда фаций (морских или переходных) характеризуются выдержанностью в горизонтальном направлении и занимают значительные площади. Состав конкреций в них также почти не меняется или меняется закономерно, в соответствии с постепенными фациальными переходами вмещающих пород.

Химический анализ образцов конкреций, взятых по простианию через определенные промежутки (5—20 км), подтверждает такие выводы (Зарицкий, 1957, 1959). Вместе с тем он вскрывает важную особенность изменения состава конкреций в вертикальном разрезе и по простианию пород. Она заключается в том, что конкреции быстро, хотя и вполне определенным образом, изменяются по разрезу цикла осадконакопления, тогда как в горизонтальном направлении они отличаются значительной устойчивостью морфологии и химико-минерального состава. Благодаря этому карбонатные конкреции могут быть использованы не только как показатель фациальных условий осадконакопления, но и как руководящий литологический признак в целях стратиграфического расчленения и сопоставления разрезов.

Изучение современных конкреционных комплексов (Македонов, 1957а, 1966) показало, что они связаны с крупными географическими зонами, устойчивы на их территории и в то же время существенно изменяются при эволюции этих зон в течение небольших отрезков геологического времени. По Македонову, в современную геологическую эпоху известковые конкреции в почвах и континентальных водоемах приурочены к зонам, характеризующимся с semiаридным или semiгумидным климатом с хорошо выраженным теплыми или жаркими и относительно сухими климатическими сезонами и слабым развитием древесной растительности. В морских осадках известковые конкреции образуются также в условиях влажного, но непременно очень теплого климата — субтропического или тропического. Современные железистые конкреции приурочены к почвам, болотам, озерам, а также к мелководным частям эпиконтинентальных краевых и внутренних морей гумидных зон с интенсивным развитием лесов и болот. Смешанно-карбонатные конкреции в современную геологическую эпоху встречаются сравнительно редко в переходных ландшафтно-климатических обстановках влажных областей субтропиков или умеренного пояса.

Подавляющее большинство современных конкреций является раннедиагенетическими. Закономерности географического распространения делают их важными индикаторами фациальной обстановки и географических зон. Поскольку литологические признаки конкреций хорошо сохраняются в ископаемом состоянии, наблюдения над современными конкрециями могут быть использованы при палеогеографическом анализе с учетом, разумеется, необратимой эволюции фациальных и геотектонических условий литогенеза. А. В. Македонов предполагает, что и в прошлые геологические периоды образование кальцитовых конкреций происходило в условиях semiаридного климата или, во всяком случае, климата с выраженным сухими и теплыми или жаркими сезонами, а железистых конкреций — в условиях переменно-влажного климата с преобладанием атмосферных осадков над испарением.

То обстоятельство, что среди ископаемых конкреций угленосных толщ распространены преимущественно Fe-карбонатные образования, в отличие от окисножелезистых современных, объясняется геохимическими условиями верхнего палеозоя — высоким содержанием углекислоты в атмосфере.

По мнению А. В. Македонова, конкреционный комплекс угленосной формации Печорского бассейна можно сравнить с соответствующим комплексом современных гумидных зон (зон с широким распространением торфообразования и переменно-влажным климатом), хотя физико-географические особенности гумидных зон пермского периода не имеют аналогий в современную геологическую эпоху.

На материале Донецкого бассейна выше было показано, что необратимые изменения условий осадконакопления и превращения осадков в породы отражаются конкреционными комплексами значительно нагляднее, чем составом рассеянных в породах карбонатов или какими-либо другими литологическими признаками.

Все это позволяет использовать конкреционные образования как чуткие индикаторы геохимической обстановки в осадках в раннем диагенезе и, следовательно, как показатели фациальных условий осадконакопления вмещающих их пород.

### О генезисе дисульфида железа в угле и вмещающих его породах

Наряду с чисто сульфидными стяжениями обычны развиты также карбонатные конкреции, и особенно угольные почки, содержащие иногда весьма значительное количество дисульфидов железа. Изучение карбонатно-сульфидных конкреций в полированных и плоско-параллельных шлифах обнаруживает сложное взаимопроникновение карбонатов и  $FeS_2$  и замещение ими растительных остатков с сохранением клеточного строения последних. При наличии карбонатных конкреций, развитых преимущественно в верхней части пласта угля, сульфидные стяжения локализуются в средней и нижней частях. При этом по мере удаления от кровли пласта наблюдается постепенное обогащение карбонатных угольных почек дисульфидом железа.

Согласно со слоистостью угля залегание, парагенезис с карбонатами, высокая в ряде случаев степень сохранности строения растительных остатков, минерализованных  $FeS_2$ , — все это свидетельствует о раннедиагенетическом образовании дисульфида железа. Вместе с тем в работах последних лет можно встретить представления о сингенетическом характере дисульфида железа в углях (Блудоров, 1964; Кизильштейн, 1967) или об эпигенетическом (Дорофеев, 1964). Некоторые авторы без достаточных оснований рассматривают конкреции  $FeS_2$  в песчаниках и гравелитах как эпигенетические образования, а в аргиллитах и алевролитах — как диагенетические (Копорулин, 1962).

Для образования  $FeS_2$  необходимы  $H_2S$  и железо в растворенном состоянии. Накопление в торфянике сероводорода лишь отчасти обусловлено биохимическим разложением растительного материала, главным же образом — деятельностью десульфирующих бактерий или расщеплением в диагенезе сульфат-ионов органическим веществом. Некоторые формы выделений пирита в углях Донбасса рассматриваются как псевдоморфозы по микроорганизмам, населявшим торфяник (Кизильштейн, 1967).

Ряд авторов допускает, что в более глубоких горизонтах осадка, где жизнедеятельные формы бактерий исчезают, десуль-

фатизация осуществляется ферментами распавшихся бактериальных клеток (Миссинева, 1941; Страхов, 1960; Волков, 1963). В результате образуется первоначальный коллоидный осадок сернистого железа, переходящий затем в безводный кристаллический дисульфид железа (Остроумов, Шилов, 1956; Волков, 1963; Страхов, 1960). Существование в природе мельниковит-пирита и мельниковит-марказита, по мнению Г. Розентала (Rosenthal, 1956), свидетельствует о том, что кристаллизация дисульфида железа проходит стадию геля. Как доказательство метаколлоидной природы конкреций  $\text{FeS}_2$  Е. С. Тихомирова (1960) рассматривает наличие колломорфных структур, сферическую форму стяжений и развитие контракционных трещин.

В отличие от тонкозернистой центральной части стяжений, периферическая часть их во многих случаях слагается крупными кубическими кристаллами или агрегатами радиально-волокнистого строения, что отмечалось в литературе (Тихомирова, 1960; Пылина, 1964). Такую особенность строения легко объяснить, если допустить рост путем непосредственной кристаллизации из истинных растворов, по крайней мере, периферических частей стяжений (Григорьев, 1961). Можно полагать, что замедление диффузии вещества к последнему периоду формирования конкреций способствует росту сравнительно немногочисленных, но довольно крупных кристаллов пирита.

Как указывалось выше, фаунистические угольные почки сильно обогащены дисульфидом железа, даже если они залегают у самой кровли пласта угля. Это лишнее доказательство связи и корреляции количества  $\text{FeS}_2$  в углях с морским характером отложений кровли. При развитии фаунистических угольных почек кровлю слагают, как правило, известняки.

По данным Г. И. Бушинского (1946), в болотах Белоруссии интенсивное образование  $\text{FeS}_2$  не наблюдается. Вносимое сюда грунтовыми водами железо выпадает в виде сидерита и частично — вивианита. Однако в торфяниках, связанных с морем, дисульфиды железа всегда присутствуют (Fransis, 1954).

Итак, интенсивность образования  $\text{FeS}_2$  в торфяниках возрастаёт с увеличением влияния моря (привнос и редукция сульфата-иона). Это положение согласуется с геологией Донецкого бассейна — наличие морской кровли многосернистых угольных пластов и увеличение содержания  $\text{FeS}_2$  в углях в северо-восточном направлении, откуда трансгрессировало море (Банковский, 1951; Логвиненко, 1951, 1953; Погребицкий, 1933; Шкуренко, 1941; Широков, 1955; Юровский, 1948, 1953).

Наши наблюдения показывают, что в северо-восточном направлении число стяжений дисульфида железа и образование смешанных карбонатно-сульфидных конкреций в угольных пластиах бассейна также заметно возрастают (Зарицкий, 1959, 1961, 1962).

К подобным выводам пришли и исследователи других угольных бассейнов (Kukuk, 1938). В последнее время прямая связь между содержанием серы в углях и наличием в кровле морских отложений установлена для пластов Нижний Китанинг и Верхний Фрипорт, Западная Пенсильвания (Williams, Keith, 1963), а также Новой Зеландии (Suggate, 1965—1966).

Н. И. Родный показал, что уменьшение сернистости углей вверх по разрезу Печорского бассейна непосредственно связано с постепенным опреснением бассейна седиментации. И наоборот, в угольных бассейнах, где процесс торфонакопления происходил без участия морских вод, содержание серы в углях ничтожно (Широков, 1955).

В свете сказанного мы не можем согласиться с мнением А. П. Дорофеева (1964) о том, что конкреции серного колчедана в углях Подмосковного бассейна нельзя рассматривать как диагенетические образования. Это явный шаг назад, по сравнению с работой А. Е. Ферсмана 1915 г. (1952), не говоря уже о более поздних исследованиях.

В породах кровли угольных пластов и надугольной части циклов осадконакопления, как и в породах почвы, подпочвы и прослоев в угле, дисульфиды железа нашли значительное распространение. В ряде случаев морфология их определяется формой минерализованного органического остатка. Особенно характерно это для желваков из отложений почвы угольного слоя, в общем повторяющих морфологию корневых остатков. Хорошая подчас сохранность клеточного строения корешков каменноугольных растений свидетельствует (как и в случае конкреций  $\text{FeS}_2$  из углей) о выделении  $\text{FeS}_2$  в раннем диагенезе, когда разложение растительных остатков еще не зашло далеко.

Как справедливо отмечали М. Кейт и Э. Дегенс (1961), количество  $\text{H}_2\text{S}$  зависит как от содержания органического вещества, способствующего развитию бактерий, так и от количества серы, присутствующей в осадках в форме сульфат-иона. При этом в процессе редукции вовлекаются не только сульфаты первоначально захваченной осадком морской воды (вообще наддонной), но также ионы, активно поглощаемые илом из наддонной воды в ходе диагенеза, по мере того как первично сожравшиеся в осадке сульфаты уничтожаются редукцией (Страхов, 1960). По указанной причине в морских отложениях образуется больше сульфидов, чем в отложениях пресноводных бассейнов. Интересны обобщенные сведения, приведенные в книге Н. М. Страхова (1960). В отложениях пресноводных озер с водой, бедной  $\text{SO}_4^{2-}$ , пиритное железо составляет всего 1—3 %, остальное железо — карбонатно-лептохлоритовое. Сказывается также скорость осадконакопления: малая способствует насасыванию илом  $\text{SO}_4^{2-}$  и его полной редукции, большая — оказывает противоположное действие. Установлено, что в Охотском море (Остроу-

мов, 1957) глубина проникновения  $\text{SO}_4^{2-}$  в ил из наддонных вод достигает 2—2,5 м. Ниже этого предела ион  $\text{SO}_4^{2-}$  уже не проникает. Близкие данные находим у О. В. Шишкиной (1959), изучавшей осадки Черного моря: «Процесс восстановления сульфатов идет наиболее интенсивно в иловых водах из осадков верхних трех метров и далее замирает». В этом интервале протекает наиболее активная деятельность сульфатредуцирующих бактерий.

Н. К. Хьюбер (1960) и Ф. Петтиジョン (Pettijohn, 1957) также отмечают два фактора, играющих важную роль в образовании дисульфида железа: деятельность десульфирующих бактерий и, в меньшей мере,— бактерий, разрушающих органическое вещество с выделением серы. Авторы подчеркивают, что одного низкого значения Eh недостаточно, чтобы восстановить сульфат в сульфид; необходима деятельность сульфатредуцирующих бактерий. Однако разлагающиеся органические остатки создают вокруг себя очаги самых низких значений Eh. Поэтому некоторые исследователи не без оснований считают, что псевдоморфозы дисульфида железа по органическим остаткам появляются раньше всех других его форм (Похвиснева, 1964 и др.).

Сейчас уже считается общепринятым, что для образования дисульфида железа в осадках вовсе не обязательно сероводородное заражение наддонной воды (Страхов, 1953, 1960; Рухин, 1959 и др.). Скорее наоборот: образующийся в осадках  $\text{H}_2\text{S}$  связывается с реакционноспособным железом, вследствие чего становится невозможным сероводородное заражение воды бассейна. Однако в отдельных работах еще встречаются устаревшие представления о том, что наличие пирита в породе «указывает на зараженность ... застойных водоемов сероводородом» (Шаповалова, 1961).

Широкое развитие уплощенных конкреций  $\text{FeS}_2$  в болотных отложениях зоны контакта угля и подошвы пласта, наблюданное нами в Днепровском буроугольном бассейне (Зарицкий, 1962б), свидетельствует о подтоке дисульфида железа из торфяника в подстилающие осадки. Примеры подобного рода приведены Н. М. Страховым (1960, 1963) для отложений различного возраста.

Остановимся на минеральной форме дисульфида железа конкреций каменноугольных отложений и связи ее с условиями образования этих стяжений. Экспериментальными исследованиями установлено, что полиморфные модификации  $\text{FeS}_2$  — пирит и марказит — образуются из растворов с различной величиной pH. При этом марказит легко получить из кислых растворов при более низких температурах, чем пирит (Бетехтин, 1950; Дэна и др., 1950; Королев, Козеренко, 1966, Rosenthal, 1956).

Минерографическое и особенно рентгенометрическое изучение показало, что, как правило, минералом, образующим стяжения дисульфида железа в угленосных отложениях Донецкого бассейна, является пирит. Он же развит в качестве включений в карбонатных конкрециях, в виде правильных кристаллов и агрегатов зерен — в породах и угле. Способность  $\text{FeS}_2$  и карбонатов (кальцита и анкерита) давать ассоциацию в угольных почках карбонатно-сульфидного состава свидетельствует о щелочном характере среди минералообразования и, следовательно, с том, что дисульфид железа образуется в этом случае как пирит. Таким образом, влияние иловых растворов осадков кровли не ограничивается внесением в торфяник ионов  $\text{SO}_4^{2-}$ . Оно значительно шире: среда в верхней части торфяника становится близкой к среде в иловом растворе осадков кровли. Несомненно также, что в морских отложениях вполне естественно образование исходной кубической модификации, ибо иловые растворы имели щелочный характер. Об этом свидетельствуют и наблюдаемые обычно в периферических частях стяжений  $\text{FeS}_2$ , а также рассеянные в массе породы правильные кристаллики кубического или пентагон-додекаэдрического габитуса.

Снижение содержания сульфат-ионов в иловых растворах торфяника или осадков, покрывающих его, в результате восстановления приводит к накоплению ионов  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , к некоторому сдвигу pH в сторону увеличения и выпадению из раствора карбонатов. Вместе с тем рентгенометрическим методом установлено присутствие в отдельных образцах стяжений  $\text{FeS}_2$  наряду с пиритом и ромбической модификации дисульфида железа — марказита.

Обращает внимание, прежде всего, фациальная принадлежность пород, содержащих конкреции с марказитом. В одном случае (обр. 11) это непосредственная кровля угля I<sub>2</sub> (Центральный район), которую слагает аргиллит с обилием растительных остатков и отпечатков хорошей сохранности, —лагунно-болотные условия осадконакопления. Во втором случае конкреции  $\text{FeS}_2$  (обр. У-74) взяты из типично болотных отложений почвы угольного пласта. Естественно, что как в ходе седиментации, так и в период раннего диагенеза иловые растворы болотных отложений характеризовались кислой средой, способствовавшей образованию ромбической модификации  $\text{FeS}_2$ . О кислой среде минералообразования говорит также наличие в центральных частях трубчатых сульфидных конкреций каолинита, как и вообще широкое развитие этого минерала в породах почвы угольных пластов. Оба примера свидетельствуют о возможности исходного образования марказита в паралических угленосных отложениях. Такая возможность отрицалась А. З. Юровским (1948), который считал пирит исходной формой  $\text{FeS}_2$  в углях. Ссылка

А. З. Юровского (1948) на экспериментальные исследования Кенигсберга и Рейхенгейма, согласно которым при температурах до 200° С образуется пирит, не убедительна, так как решающее влияние на образование той или иной модификации FeS<sub>2</sub> в раннем диагенезе оказывает не температура (заведомо низкая), а характер среды — величина рН. Е. О. Погребицкий (1933), напротив, считает, что в большинстве прослоев и линз серного колчедана первичным минералом является марказит. Материал, которым мы располагаем, не позволяет согласиться с этим утверждением.

Изучение минерального состава конкреций дисульфида железа Днепровского буроугольного бассейна (Зарицкий, 1962а, 1963б) также дает основания для вывода о том, что в зависимости от конкретных условий среды (величина рН) в осадках и торфянике возможно образование обеих модификаций FeS<sub>2</sub>. При этом изменение концентрации водородных ионов иловых растворов в ходе конкрецеобразования способно привести к формированию концентрически-зональных стяжений дисульфида железа, сложенных одновременно пиритом и марказитом.

Из приведенных выше данных вытекает, что наряду с образованием несомненно первичного пирита (кубические кристаллы и агрегаты, тесный парагенезис FeS<sub>2</sub> с карбонатами кальция и т. п.) вполне реален переход исходной неустойчивой и менее плотной ромбической модификации FeS<sub>2</sub> в устойчивую кубическую модификацию, обычно с сохранением шестсвятого облика кристаллов и радиально-волокнистого строения конкреций. При описании химико-минерального состава карбонатных конкреций из песчаных пород морского происхождения (гл. III) мы отмечали отсутствие в них раннедиагенетических выделений дисульфида железа. И это не случайно. Для формирования FeS<sub>2</sub>, как известно, необходимы резко восстановительные условия. В песчаных осадках угленосных отложений с низким содержанием органического вещества, а следовательно слабо восстановительной обстановкой в диагенезе, условия благоприятствовали образованию минералов, в которых часть железа находится даже в окисной форме (например, глауконит). Кроме конкрецеобразующего анкерита встречаются в подчиненном количестве отдельные зерна и мелкие агрегаты магнисидеритов, а также железистые хлориты. Иное дело песчаные осадки болотных отложений почвы угольных пластов. Наряду с сидеритовыми конкрециями здесь широко развиты стяжения FeS<sub>2</sub>, особенно в зоне контакта с углем. В этом проявляется геохимическое влияние торфяника.

## О ВРЕМЕНИ ОБРАЗОВАНИЯ КРЕМНИСТЫХ КОНКРЕЦИЙ В ИЗВЕСТНЯКАХ

Образованию кремнистых конкреций в карбонатных породах посвящена обширная литература, сводки которой приведены еще у У. Х. Твенхофела (1936) и в более поздних руководствах (Швецов, 1958; Пустовалов, 1940; Рухин, 1953; Страхов, 1960).

Материалом для данного раздела послужили наблюдения над распространностью, условиями залегания и морфологическими особенностями кремнистых стяжений в известняковых горизонтах средне- и верхнекаменноугольных отложений Донбасса и микроскопическое их изучение. Остановимся сначала на микроскопически наблюдаемых признаках, позволяющих судить о времени образования данных конкреций. Раньше уже отмечалось преимущественное развитие кремнистых стяжений в определенных частях пластов известняков и их неправильная желваковая форма.

Особый интерес представляют контакты стяжений с вмещающей породой — известняком. Они обычно извилисты и неровны, когда кремнистый материал бухтообразно вдается в известняк и наоборот (рис. 25). Макроскопически контакты достаточно четки. Трешины сокращения кремней, как правило, «раскрываются» к поверхности и заполнены в тонких выклинивающихся частях кристаллическим белым кальцитом. В ряде случаев наблюдалась такая особенность. Устьевая часть трещины сокращения шириной 2,5 мм (в другом случае 6 мм) заполнена материалом вмещающей породы — известняком на глубину 5 мм (во втором случае — 11 мм) (рис. 26). Вблизи устья трещины хорошо заметно воронкообразное изгибание слойков известняка, которое подчеркивается черными линзочками органического вещества и ориентировкой перекристаллизованных обломков раковин. Таким образом, кремни, как и трещины сокращения в них, являются очень ранними образованиями. Известковый ил, вмещающий конкреции, после формирования их и в период заложения трещин находился еще в пластическом состоянии и мог затекать в раскрывающиеся контракционные трещины. Этот факт подтверждает раннедиагенетическую природу кремней в известняках. Следует учитывать также, что карбонатные осадки быстро теряют пластичность и литифицируются (Теодорович, 1952; Уэллер, 1961 и др.).

Микроскопическое изучение кремней и их перехода во вмещающую породу тоже подтверждает такой вывод. Нечеткость и извилистый характер контактов, наличие массы реликтов известковых скелетов, явственные следы замещения карбонатов кальция кремнеземом — все это убедительно свидетельствует о том, что в ходе концентрации кремнезема происходило замещение известкового осадка. При этом следы замещения карбонатов

кремнеземом наблюдаются по обе стороны границы кремень — вмещающая порода, что делает линию раздела еще более нечеткой.

Минеральный состав кремней (основной конкрециеобразователь — халцедон) и их структура (микрокристаллическая, сферолитовая), наряду с наличием трещин сокращения, полностью соответствуют исходному коллоидному состоянию вещества конкреций, которые растут в среде рыхлого обводненного известкового осадка, замещая последний.

Очень раннее образование кремней свидетельствует также о том, что они формируются неглубоко, на незначительном расстоянии от поверхности осадка.

Образование желваков кремней в карбонатной толще нижнего карбона юго-западной окраины Донбасса на ранних стадиях диагенеза допускалось Н. Д. Решетняком (1955), который в качестве одного из доказательств своей точки зрения приводит факт находки ходов илоедов в кремнях. Такие находки описаны еще в конце прошлого столетия (Wallcott, 1898). Ц. Д. Уолкотт обнаружил ходы аннелид в роговиковых желваках из среднего кембрия. У. Т. Твенхофел (1936) так комментировал это сообщение: «Они (ходы аннелид — П. З.) без сомнения были проделаны, когда желваки были еще мягкими. Это доказывает, что желваки образовались в то же время, что и вмещающие их пластины». На возникновение кремнистых образований карбонатных толщ при диагенезе осадка указывали Г. И. Теодорович (1935), Г. И. Бушинский (1947) и Д. О. Кислинг (Kissling, 1965). Одной из возможных форм поступления кремнезема в карбонатный осадок являются защитные коллоидные пленки, адсорбированные шариками геля  $\text{CaCO}_3$  (Чухров, 1955). Затем в ходе перекристаллизации кальцита кремнезем высвобождается, мигрирует и образует стяжения.

Кремневые органические остатки, обычно свойственные карбонатным осадкам, растворяются в высокощелочной среде известкового ила. Возникший таким путем кремнезем, по Н. М. Страхову (1960), переотлагается, то формируя кремневые стяжения и участки диффузной импрегнации, то замещая кальцитовые раковины.

В конечном счете первоисточником кремнезема в морской воде явились водосборные площади пенепленизованных континентов, подвергавшихся интенсивному химическому выветриванию. Такие условия характерны для каменноугольного периода с его влажным и теплым климатом.

## ЛИТЕРАТУРА

- Азизов Т. М. (1965). Некоторые особенности распределения элементов-примесей в углях Алахульского месторождения. Изв. АН. Каз. ССР, серия геол., № 2.
- Акаева В. П. (1955). Некоторые данные о конкреционных образованиях в юрских отложениях юго-восточного Кавказа. Тр. IV научн. конференции аспирантов АН Азерб. ССР, Изд-во АН Аз. ССР, Баку.
- Алексеев Л. С. (1959). О минеральных примесях в ископаемых углях. ДАН СССР, т. 124, № 4.
- Байков А. А., Тумарев А. Е. (1937). Разложение природных углекислых солей при нагревании. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 4.
- Банковский В. А. (1950). Карбонатность в породах каменноугольного возраста Донбасса как показатель фациальных условий. Сб. «Геол.-иссл. работы», Углетехиздат.
- Банковский В. А. (1951). Сульфидная сера в донецких углях как показатель фациальных условий. Сб. «Геол.-иссл. работы», Углетехиздат.
- Баранов К. А. (1949). Кайнозойские конкреции юго-запада Украинской ССР. Автореф. канд. дисс., Днепропетровск.
- Беленко Н. Г. (1962). Результаты применения конкреционного анализа в Ерунаковском районе Кузбасса. Матер. Сиб. тематич. комиссии по истории угленакопления, Изд-во СО АН СССР.
- Бетехтин А. Г. (1950). Минералогия, Госгеолиздат.
- Билибин Г. А. (1927). О смесимости минералов группы кальцита. Зап. Росс. минерал. о-ва, ч. 56, вып. 1.
- Блудоров А. П. (1964). Угли среднего и верхнего палеозоя Волго-Уральской области, Изд-во «Наука», М.
- Бобровник Д. П. (1959). Сидеритовые образования в угленосной толще Львовско-Волынского каменноугольного бассейна. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 13.
- Бобровник Д. П. (1960). Петрографія осадово-продуктивної товщі карбону Львівсько-Волинського вугільного басейну, Вид-во Львівськ. ун-ту.
- Боголюбова Л. И. (1949). Минеральные примеси в углях Ерунаковской свиты Кузбасса. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Болдырева Т. А., Сливко Е. П. (1959). Минеральные включения в углях Львовско-Волынского бассейна. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 13.
- Ботвинкина Л. Н. (1952). О принципах выделения и типизации циклов осадконакопления в угленосных толщах. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

- Ботвинкина Л. Н. (1954). Строение и формирование древних аллювиальных отложений в угленосных отложениях свит  $C_2^5 - C_2^7$  Главного антиклинала Донбасса. Тр. ИГН АН СССР, вып. 151, угольн. серия, № 5.
- Ботвинкина Л. Н. (1956). О трансгрессивных и регрессивных рядах фаций угленосных толщ. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Ботвинкина Л. Н. (1962). Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 59, Изд-во АН СССР, М.
- Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А. и др. (1956). Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна, Изд-во АН СССР, М.
- Боушка В., Гонек И. (1962). О концентрации элементов-примесей в твердых каустобиолитах угольного ряда некоторых областей Чехословакии. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 16.
- Бродская Н. Г. (1959). Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. Сб. «К познанию диагенеза осадков», Изд-во АН СССР, М.
- Бутова Е. П. (1954). Литологическая характеристика и условия образования угленосной толщи Экибастузского каменноугольного месторождения. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. II.
- Бушинский Г. И. (1946). Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии. БМОИП, отд. геол., 21 (3).
- Бушинский Г. И. (1947). Структура и текстура мергельно-меловых пород и меловых кремней. БМОИП, отд. геол., т. XXII, № 1.
- Валлерис (Валерий) И. Г. (1763). Минералогия или описание всякого рода руд ископаемых из земли вещей, Спб.
- Вартанова Н. С., Артеменко И. Н., Галкина Р. Г. (1950). О сидеритах в каменноугольных отложениях Львовской мульды. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4.
- Васильев П. В. (1951). Методы геологических наблюдений и исследований в угольных шахтах, Углетеиздат.
- Вассевич Н. Б. (1958). Текстура осадочных горных пород. Справ. руков. по петрогр. осад. пород, т. 1, Гостоптехиздат.
- Веденеева Н. Е., Викулова М. Ф. (1952). Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей и его применение в литологии, Госгеолиздат.
- Веников П. Н. (1881). Иматра и иматровские камни. Тр. Спб. о-ва естествоисп., т. 12, вып. 1—2.
- Виталь Д. А. (1950). Современные карбонатные конкреции соленых озер Кулундинской степи и их генезис. Тр. ИГН АН СССР, геол. серия (№ 46), вып. 125.
- Виталь Д. А. (1959). Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. Сб. «К познанию диагенеза осадков», Изд-во АН СССР, М.
- Волкова И. Б. (1967). О кремневых конкрециях в пластах угля Канско-Ачинского бассейна. «Литология и полезные ископаемые», № 3.
- Волков И. И. (1963). Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в осадках Черного моря. Тр. Ин-та океанологии, т. 67.
- Волков Н. А., Лучицкий В. И., Четвериков С. Д. (1934). Минеральные образования в пласте Средний Карагандинского района. «Разведка недр», № 2.
- Габинет М. П. (1959). О доломитах и сидеритах менилитовой серии Советских Карпат. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 13.
- Гапеев А. А. (1937). К вопросу о происхождении углей Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, отд. техн. наук, № 2.
- Гапеев А. А. (1949). Твердые горючие ископаемые, Госгеолиздат.
- Гейслер А. Н. (1950). О вторичных изменениях терригенных осадков. (На примере угленосных отложений Донбасса). Литол. сб. ВНИГРИ, т. III.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР (1963), Госгеолтехиздат, т. I.
- Геохимическая карта Донецкого бассейна (1941), т. V, Укргостоптехиздат.
- Гинзбург А. И. (1959). Сульфидные конкреционные образования в угольных пластах Ангренского месторождения. ДАН СССР, т. 124, № 4.
- Голдсмит Ю. Р. (1961). Некоторые аспекты геохимии карбонатов. В кн. «Геохимические исследования», ИЛ.
- Головко В. А. (1960). К распределению малых элементов в каменноугольных отложениях центральных областей. ДАН СССР, т. 132, № 4.
- Григорьев Д. П. (1961). Онтогения минералов, Изд-во Львовск. ун-та.
- Григорьев Д. П., Калякина Т. А. (1962). О кристаллизации кварца в хальцедоновых жеодах. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 16.
- Грим Р. Е. (1956). Минералогия глин, ИЛ.
- Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашивили И. Д. (1956). Аутогенные минералы в угленосных отложениях Окрибы (Западная Грузия). Вопр. минерал. осад. образов., кн. 3—4, Изд-во Львовск. ун-та.
- Дир. У. А., Хаури Р. А., Зусман Дж. (1966). Породообразующие минералы, т. 3, изд-во «Мир», М.
- Доморажкий Н. А. (1955). Опыт расчленения угленосной толщи нижнекаменноугольных отложений северо-западного сектора Донбасса методом микропетрографической корреляции. Изв. Днепропетр. горного ин-та им. Артема, т. XXV, Углетеиздат.
- Дорофеев А. П. (1963). К вопросу образования серного колчедана в угленосных толщах Подмосковного бассейна. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXVIII (2).
- Дорофеев А. П. (1964). Конкреции серного колчедана в различных типах углей Подмосковного бассейна. Изв. вузов, Геол. и разн., № 5.
- Дорофеев А. П. (1965). Влияние некоторых геологических факторов на колчеданоносность подмосковных углей. Изв. вузов. Геол. и разн., № 12.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондель К. (1950). Система минералогии, т. 1, п. 1, ИЛ.
- Дэна Дж., Дэна Э. С., Фрондель К. (1966). Система минералогии, т. III. Минералы кремнезема (пер. с англ.), изд-во «Мир», М.
- Енцова Ф. И. (1958). К вопросу о парагенезисе угленосности и конкреционосности. ДАН СССР, т. 118, № 6.
- Енцова Ф. И. (1959). Фации и циклы воркутской серии Инто-Кожимского района Печорского бассейна и связь их с угленосностью. Тез. докл. и сообщ. IV Всесоюзн. литол. совещ., Изд-во АН УзССР, Ташкент.
- Жабин А. Г. (1967). Онтогения параллельно-шестоватых агрегатов третьего типа. ДАН СССР, т. 173, № 6.
- Жемчужников Ю. А. (1947). Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения. Тр. ИГН. АН СССР, вып. 90, угольн. серия, № 2.
- Жемчужников Ю. А. (1948). Общая геология ископаемых углей, Углетеиздат, М.—Л.
- Жемчужников Ю. А. (1951). Угленосная толща и методика ее изучения. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXV, вып. II.
- Жемчужников Ю. А. (1955). Развитие угленакопления в геологической истории, Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. (1935). Петрографическая характеристика углей Черемховского месторождения. «Химия твердого топлива», № 5.
- Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. (1941). Петрографическое изучение углисто-кремнистой породы из Черемховского угольного пласта, ЗВМО, 70, вып. 2.

- Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И. (1960). Основы петрологии углей, Изд-во АН СССР.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. (1956). Фациально-циклический метод изучения угленосных отложений. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 5.
- Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С. и др. (1959 и 1960). Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна, ч. I и II. Тр. Геол. Ин-та АН СССР, вып. 15. Изд-во АН СССР.
- Залесский М. Д. (1910). О донецких известковых почках (coal balls) в угольных пластах. Изв. о-ва иссл. природы Орловск. губ., вып. 2.
- Залесский М. Д. (1914). Очерк по вопросу о происхождении угля, изд. Геолкома, Пб.
- Залесский М. Д. (1915). Естественная история одного угля. Тр. Геолкома, нов. серия, вып. 139.
- Заричкий П. В. (1955). О карбонатных конкрециях продуктивной толщи донецкого карбона. II геол. совещ. при Лаб. геол. угля АН СССР Изд-во АН СССР, М.—Л.
- Заричкий П. В. (1956). Конкреции в углях и вмещающих породах среднего карбона западной части Донбасса. Автореф. канд. дисс., Изд-во ХГУ.
- Заричкий П. В. (1956 а). Химико-минералогическая характеристика карбонатных конкреций различных фаций среднего карбона западной части Донецкого бассейна. Зап. геол. ф-та ХГУ, т. 13.
- Заричкий П. В. (1956 б). О содержании фосфора в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 106, № 6.
- Заричкий П. В. (1956 в). Конкреционные образования продуктивных отложений западной части Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 108, № 2.
- Заричкий П. В. (1956 г). Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальных условий осадконакопления. ДАН СССР, т. 110, № 4.
- Заричкий П. В. (1957). О генезисе конкреций угленосной толщи Донецкого бассейна. Зап. геол. ф-та ХГУ, т. 14.
- Заричкий П. В. (1957 а). О малых элементах в карбонатных конкрециях угленосной толщи Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 115, № 5.
- Заричкий П. В. (1957 б). Минеральные новообразования в конкрециях угленосных отложений западной части Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 116, № 1.
- Заричкий П. В. (1958). Баритовые конкреции в киевском мергеле Донбасса. ДАН СССР, т. 123, № 4.
- Заричкий П. В. (1959). Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна, Изд-во ХГУ.
- Заричкий П. В. (1959 а). Конкреционные образования как корреляционный признак в угленосных отложениях Донецкого бассейна. Тез. докл. IV Всесоюзн. литол. совещ., Изд-во АН УзССР, Ташкент.
- Заричкий П. В. (1959 б). О так называемых «сферосидеритах». Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 88, вып. 2.
- Заричкий П. В. (1960). Диккит из восточных районов Донбасса. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 89, вып. 5.
- Заричкий П. В. (1961). Сульфидные конкреции угленосных отложений Донбасса и минералогическая форма дисульфида железа. ДАН СССР, т. 139, № 2.
- Заричкий П. В. (1961 а). О минералогической форме дисульфида железа в конкрециях из мела северо-западных окраин Донбасса. Вопр. минерал. осад. образ., кн. 6, Изд-во Львовск. ун-та.
- Заричкий П. В. (1962). Сульфидные конкреции угленосных отложений Донбасса, особенности состава и минералогическая форма дисульфида железа. Зап. геол. отд. ХГУ, т. 15.
- Заричкий П. В. (1962 а). О минералогической форме дисульфида железа Днепровского буроугольного бассейна. ДАН СССР, т. 145, № 4.
- Заричкий П. В. (1962 б). Особенности распространения, морфология и состава сульфидных конкреций Днепровского буроугольного бассейна. ДАН СССР, т. 144, № 6.
- Заричкий П. В. (1963). Диккит из конкреций-септариий угольного бассейна Кладно. Acta Universitatis Carolinae. Geologica № 3, Praha.
- Заричкий П. В. (1963 а). К вопросу о времени образования карбонатных конкреций с текстурой конус в конусе. ДАН СССР, т. 151, № 1.
- Заричкий П. В. (1963 б). Особенности строения и минералогическая форма конкреции дисульфида железа Днепровского буроугольного бассейна. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 92, вып. 6.
- Заричкий П. В. (1963 в). Раннедиагенетические трещины в угленосных отложениях среднего карбона Донецкого бассейна. «Литология и полезные ископаемые», № 1, Изд-во АН СССР.
- Заричкий П. В. (1963 г). О химизме минеральных новообразований в конкрециях-септарииях угленосных отложений Донбасса. II межведомств. конф. по изуч. природн. ресурс. Левобер. Укр. и их использованию. Тез. докл., вып. 5, Харьков.
- Заричкий П. В. (1964). Экзогенный диккит в конкрециях-септарииях угольного бассейна Кладно (Чехословакия). Минерал. сб. Львовск. ун-та, № 18, вып. 4.
- Заричкий П. В. (1964 а). Минеральные новообразования в конкрециях-септарииях и их генезис. Минерал. сб. Львовск. ун-та, № 18, вып. 1.
- Заричкий П. В. (1964 б). О химизме конкреций дисульфида железа Днепровского буроугольного бассейна. Сб. «Химический состав и внутреннее строение минералов», изд-во «Наукова думка», К.
- Заричкий П. В. (1964 в). Об изоморфном вхождении  $\text{CaCO}_3$  в сидеритовые и магниесидеритовые конкреции Донбасса. ДАН СССР, т. 155, № 6.
- Заричкий П. В. (1964 г). Об изоморфном вхождении Fe и Mg в конкреционные кальциты угленосных отложений Донбасса, ДАН СССР, т. 157, № 5.
- Заричкий П. В. (1964 д). Минеральные новообразования в конкрециях угленосных отложений восточных районов Донецкого бассейна. Вест. ХГУ, серия геогр., вып. 1.
- Заричкий П. В. (1965). Некоторые особенности химического состава минеральных новообразований в карбонатных конкрециях-септарииях угленосных отложений Донецкого бассейна. Природные и трудовые ресурсы Левобережной Украины и их использование, т. VI, изд-во «Недра».
- Заричкий П. В. (1965 а). Изоморфизмы железа, магния и кальция в карбонатных конкрециях угленосных отложений Донецкого бассейна. «Литология и полезные ископаемые», № 3.
- Заричкий П. В. (1966). Об изоморфизме в природных карбонатах. Сб. «Физические методы исследования минералов осадочных пород», изд-во «Наука».
- Заричкий П. В. (1966 а). Кремнистые конкреции в углях Донбасса. Минерал. сб. Львовск. ун-та, № 20, вып. 1.
- Заричкий П. В. (1966 б). О сокращении мощности песчано-глинистых отложений в диагенезе. «Литология и полезные ископаемые», № 1.
- Заричкий П. В. (1966 г). Минералогия и геохимия диагенеза угленосных отложений Донецкого бассейна. Автореф. докторск. дисс., Харьков.
- Заричкий П. В. (1967). О генезисе кремнистых конкреций в углях Донбасса. ЗВМО, ч. 96, вып. 3.
- Заричкий П. В. (1967 б). Изменение интенсивности конкрециообразования в разрезе и на площади развития каменноугольных отложений Донбасса. ДАН СССР, т. 177, № 3.
- Заричкий П. В. (1968). Структурно-текстурные особенности крем-

- нистых конкреций в углях в связи с их генезисом. Матер. Харьковск. отд. Геогр. о-ва Украины, вып. III, изд-во «Недра».
- Заричкий П. В. (1968 а). Нахodka так называемых фаунистических и смешанных угольных почек в углях Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 180, № 3.
- Заричкий П. В. (1968 б). Кремнистые конкреции в известняках угленосных отложений Донбасса и их генезис. «Литология и полезные ископаемые», № 4.
- Заричкий П. В. (1969). О генезисе минералов в конкрециях-септиях и возможном использовании их как поискового признака рудных тел. ЗВМО, ч. 98, вып. 1.
- Зенкович В. П. (1962). Основы учения о развитии морских берегов, Изд-во АН СССР.
- Зильберминц В. А. (1929). О барите из каменноугольных отложений Донецкого бассейна. Геол. и минерал. сб. из Изв. АН СССР, серия 2.
- Иванов Г. А. (1967). Угленосные формации, изд-во «Наука».
- Иванов Л. Л. (1926). Барит из Донской области. Наук. зап. Катеринополь. н.-д. кафедри геології, Держвидав України.
- Иванова В. П. (1961). Термограммы минералов. ЗВМО, ч. 90, вып. 1.
- Ишина Т. А. (1955). Условия накопления осадков нижней половины карагандинской свиты Карагандинского бассейна. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 3.
- Казмина Т. И. (1938). Геохимическое исследование майкопских и худумских отложений Хадыженского и Нефтяно-Ширванского месторождений. Тр. НГРИ, серия А, вып. 104.
- Казмина Т. И. (1955). Геохимические условия образования девонских и более древних отложений Волго-Уральской области. Об условиях образования нефти. Тр. ВНИГРИ, н. сер., вып. 82.
- Каледа Г. А. (1955). К вопросу о перекристаллизации карбонатных пород. Вопр. минерал. осад. образ., кн. 2, Изд-во Львовск. ун-та.
- Канский Н. Е. (1955). Литология и палеогеография юрских отложений северо-западной окраины Донецкого кряжа. Автореф. канд. дисс., Харьков.
- Карасик М. А., Дворников О. Г., Петров В. Я. (1963). Процесс широкой ртутной выщелачивания в юрских отложениях Донбаса. Зб. «Минералогія і геохімія південно-східної частини УРСР», Изд-во АН УРСР.
- Карпова Г. В. (1957). Фации и палеогеография араукаритовой свиты Донецкого бассейна. Зап. геол. ф-та, т. 14, Изд-во ХГУ.
- Карпова Г. В. (1963). О минеральных фазах, образующихся при нагревании некоторых карбонатов. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, 92, № 3.
- Карпова Г. В., Космачев В. Г. (1962). К литологии среднеюрских отложений северо-западной окраины Донецкого бассейна. Зап. геол. отд. ХГУ, т. 15.
- Каурковский В. И. (1954). О ступенчатой природе процесса термической диссоциации сидеритов. «Ж. прикл. хим.», т. 27, № 2.
- Кейт М., Дегенс Э. (1961). Геохимические индикаторы морских и пресноводных осадков. Сб. «Геохимические исследования», ИЛ.
- Кизильштейн Л. Я. (1967). Морфология и происхождение некоторых выделений сингенетического пирита в угольных пластах Донецкого бассейна. «Литология и полезные ископаемые», № 2.
- Кленова М. В. (1948). Геология моря, Учпедгиз.
- Ковалев Г. А. (1947). Рентгенографическое определение модификации крымского минерала и каолинитовой группы. Зап. Всесоюzn. минерал. о-ва, ч. 76, вып. 4.
- Колотухина С. Е. (1949). Карбонатные породы кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Конюхов И. А. (1956). О литологических особенностях среднеюрских отложений Дагестана. ДАН СССР, т. III, № 2.
- Коперина В. В. (1956). Состав и условия осадконакопления надкарандинской, наддолинской и шаханской свит Карагандинского бассейна. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. IV.
- Коперина В. В., Тимофеева З. В. (1959). Диагенетические карбонатные минералы угленосных толщ. Сб. «К познанию диагенеза осадков», Изд-во АН СССР.
- Копорулин В. И. (1962). О происхождении конкреций пирита в юрских угленосных отложениях западной части Иркутского бассейна. ДАН СССР, т. 143, № 5.
- Корженевская Е. С. (1934). Петрографическая характеристика угольного пласта Верхне-Суйфунского месторождения в районе деревни Ильичевка. «Химия твердого топлива», № 6.
- Корженевская Е. С. (1940). Петрографическая характеристика угольных пластов Боровичского района. Матер. по геол. и полезн. ископ. Кар.-Финск. ССР, Мурманск. и Ленингр. областей, Л.
- Корженевский А. А. (1955). О проблеме использования сферосидеритовых юрских отложений на северном Кавказе. Ежегодник Саратовского ин-та за 1955 г.
- Королев Д. Ф. (1958). Роль сульфидов железа в процессе накопления молибдена в осадочных породах восстановительной зоны. «Геохимия», № 4.
- Королев Д. Ф., Козеренко С. В. (1966). Экспериментальное изучение образования сульфидов железа из растворов. ДАН СССР, 165, № 6.
- Корчагин В. В., Винокуров В. М. (1958). О так называемых сидеритовых конкрециях из нижнемеловых отложений Ульяновского Поволжья. ДАН СССР, т. 122, № 6.
- Кессовская А. Г. (1962). Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилойской впадины и Западного Верхоянья. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 63.
- Крамаренко Л. Е. (1962). Бактериальные биоценозы в подземных водах месторождений некоторых полезных ископаемых и их геологическое значение. «Микробиология», т. 31, вып. 4.
- Красильникова Н. А. (1955). Верхнелейасовые фосфориты Северного Кавказа. Сб. «Горнохимическое сырье», Госхимиздат.
- Краускопф К. Б. (1963). Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. Сб. «Геохимия литогенеза», ИЛ.
- Крашениников Г. Ф. (1947). Проблема циклов в угленосных толщах. Тр. ИГН АН СССР, вып. 90, угольн. серия, № 2.
- Крылова Н. М. (1954). Петрографическая характеристика углей карагандинской свиты восточной части Карагандинского бассейна. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. II.
- Кузнецова В. В., Сауков А. А. (1961). О возможных формах нахождения молибдена и рения в углях Средней Азии. «Геохимия», № 9.
- Кузнецова С. В., Литвин О. Л. (1968). Ювеліт з ртутного і поліметалічногоrudопровів у північно-західному Донбасі. ДАН УРСР, серія Б, 1, вид-во «Наукова думка», К.
- Купров И. Г. (1951). Материалы к качественной характеристике угля Нелидовского района. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXV, вып. 1.
- Купров И. Г. (1953). О конкрециях в угленосной толще Ткварчельского месторождения. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. XXIX, вып. 2.
- Кутина Ян (1956). О химизме сфalerита в пустотах сферосидерита из Гнидоуса близ Кладно (Чехословакия). Минерал. сб. Львовск. ун-та, № 10.
- Кучеренко М. Т. (1957). Карбонатные конкреции в толще среднего карбона южного борта Днепровско-Донецкой впадины. Научн. зап. Днепропетр. ун-та, т. 58, Изд-во ХГУ.
- Кучеренко М. Т. (1968). Особливості карбонатних конкрецій із кам'яновугільних відкладів Алмазно-Мар'їнського району Донецького басейну. ДАН УРСР, серія Б, 1, вид-во «Наукова думка», К.

Лазаренко Е. К. (1951). Курс минералогии, Гостоптехиздат Украины.

Лазаренко Е. К. (1955). Нахodka барита в кварцево-карбонатных жилах Нагольного Кряжа в Донбассе. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 9.

Лазаренко Ю. М. (1964) Залізорудні прояви на території Донецького басейну. «Геол. ж. АН УРСР», т. XXIV, в. 3.

Лайель Ч. (1866). Основные начала геологии, т. I и II.

Лебедев Л. М. (1954). Сульфиды полиметаллов и никеля в юрских отложениях Подмосковья. ДАН СССР, 98, № 2.

Леммейн Г. Г. (1946). О нарастаниях кварца на халцедон. Сб. «Акад. Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения и 46-летию научной деятельности», Изд-во АН СССР.

Лескевич И. Е. (1957). Конкреции карбонатов в угленосной толще западных районов Донбасса. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, т. XXIX. Геол. угольн. месторожд., Углехиздат, М.

Лещенко Н. К. (1925). Некоторые соображения о геохимии глинистых сланцев Донбасса. «Инженерный работник», № 10.

Ли П. Ф. (1939). О дальнейших направлениях литологических исследований в Донецком бассейне. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 68, № 4.

Литвиненко А. У. (1953). До генезису кімерійських залізистих відкладів. «Геол. ж. АН УРСР», т. XIII, вип. 2.

Литвиненко А. У. (1957). О рудообразующих карбонатах из киммерийских отложений Керченского и других месторождений Приазовского железорудного бассейна. ДАН СССР, т. 116, № 4.

Логвиненко Н. В. (1945). Некоторые закономерности процесса осадконакопления в среднем и верхнем карбоне северо-востока Донбасса. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Логвиненко Н. В. (1947). Кварцин в каменноугольных породах Донецкого бассейна. ЗВМО, ч. 76, вып. 2.

Логвиненко Н. В. (1952). О фациях угленосной толщи Донецкого бассейна. Тр. ХГИ, т. 1.

Логвиненко Н. В. (1953). Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона, Изд-во ХГУ.

Логвиненко Н. В. (1957). О позднем диагенезе (эпигенезе) донецких карбоновых пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.

Логвиненко Н. В. (1959). О характере изменений каменноугольных пород в юго-восточном секторе Большого Донбасса. ДАН СССР, т. 126, № 3.

Логвиненко Н. В. (1967). Петрография осадочных пород, изд-во «Высшая школа», М.

Логвиненко Н. В. (1968). Постдиагенетические изменения осадочных пород, изд-во «Наука», Л.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. (1954). К минералого-петрографической характеристике фаций угленосной толщи Донецкого бассейна. ДАН СССР, н. сер., т. 94, № 1.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В. (1961). Карбонатные конкреции таврической формации Крыма. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 90, вып. 3.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Космачев В. Г. (1961). О системе изоморфных замещений в карбонатах группы кальцита осадочного генезиса. ДАН СССР, 138, № 1.

Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шапошников Д. П. (1961). Литология и генезис таврической формации Крыма, Изд-во ХГУ.

Логвиненко Н. В., Франк-Каменецкий В. А. (1962). О дикките. ДАН СССР, т. 143, № 5.

Македонов А. В. (1947). Литологические исследования в Воркутском угольном месторождении Печорского бассейна. Изв. Гл. управл. геол. фондов, вып. IV, Госгеолиздат, М. — Л.

Македонов А. В. (1948). Конкреции в угленосных отложениях как новый корреляционный признак. Тр. III геол. конф. Коми АССР, Сыктывкар.

Македонов А. В. (1954). Конкреции воркутской свиты. Автореф. канд. дисс., Изд-во АН СССР.

Македонов А. В. (1955). Конкремационный анализ как новый метод корреляции разрезов угленосных толщ и поисков углей. II угольн. совещ. Тез. докл., Изд-во АН СССР.

Македонов А. В. (1955а). Парагенезис углей, вмещающих пород и методы прогноза угленосности. II угольн. геол. совещ. Тез. докл. Изд-во АН СССР.

Македонов А. В. (1956). Парагенезис углей, вмещающих пород и конкреций воркутской свиты и методы прогноза угленосности. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 5.

Македонов А. В. (1957). Парагенезис углей и конкреций воркутской серии Печорского бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Македонов А. В. (1957а). Некоторые закономерности географического распространения современных конкреций в осадках и почвах. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Македонов А. В. (1957б). Корреляция разрезов с помощью конкреций. Методы изучения осадочных пород, т. II. Госгеолтехиздат.

Македонов А. В. (1965). Угленосная формация Печорского бассейна. Автореф. докторск. дисс.

Македонов А. В. (1966). Современные конкреции в осадках и почвах, изд-во «Наука», М.

Македонов А. В., Цветков А. И. (1957). Анкерит в воркутской угленосной свите. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 86, № 6.

Малинин С. И. (1963). Вторичные изменения пород, вмещающих ископаемые угли. Ин-т геол. и разраб. горюч. ископ., Изд-во АН СССР.

Мессинева М. А. (1941). Активные ферменты в иловых отложениях озер Затулья. Тр. Лаб. генез. сапропел., № 2.

Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин (1957). Труды ВСЕГЕИ.

Методы изучения осадочных пород (1957), т. I и II, Госгеолтехиздат.

Методы корреляции угленосных толщ и синонимики угольных пластов (1968), изд-во «Наука».

Мефферт Б. Ф., Крым В. С. (1926). Ископаемые угли Донецкого бассейна, вып. 2. Угли Алмазного и Марьевского районов, изд. Геолкома. Минералы. Справочник, т. 2 (1965), изд-во «Наука».

Миропольский Л. М. (1930). Пиритовые конкреции в отложениях Чувашской АССР. Тр. Минерал. музея АН СССР, матер. 81.

Миропольский Л. М. (1954). О сульфидной минерализации в девонских отложениях Татарии. Уч. зап. Каз. ун-та, т. 114, кн. 3.

Михеев В. И. (1957). Рентгенометрический определитель минералов. Госгеолтехиздат.

Наковник Н. И. (1941). О накрите и прочих каолинитовых минералах СССР. Зап. Всеросс. минерал. о-ва, ч. 70, вып. 1.

Наливкин Д. В. (1955). Учение о фациях, ч. I и II, Изд-во АН СССР.

Невесский Е. Н. (1949). Литифицированные ракушечники и известняковые пески некоторых участков побережья Черного и Каспийского морей. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, т. 4.

Нефедьева Л. П. (1956). Петрографический состав и условия образования угольных пластов Экибастузского каменноугольного месторождения. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. IV.

Обручев С. В. (1933). Индигирская экспедиция 1926 г. Тр. Всесоюзн. геологоразв. объед. НКТП СССР, т. II, вып. 299.

Осипова И. А. (1950). Литология и фациальный анализ верхнепалео-

зойских отложений среднего течения р. Юрзани. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. XXX.

Остроумов Э. А. (1957). Соединения серы в донных отложениях Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 22.

Остроумов З. А., Шилов В. М. (1956). Распределение сернистого железа и сероводорода в отложениях глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана. «Геохимия», № 7.

Павлишин В. И., Сливко М. М. (1962). Об изоморфной смеси-ности в ряду  $\text{CaCO}_3$  —  $\text{MnCO}_3$ . Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 16.

Павлишин В. И., Сливко М. М. (1967). Некоторые вопросы конституции тригональных карбонатов. Минерал. сб. Львовск. ун-та, № 21, вып. 3.

Перозио Г. Н., Мандрикова Н. Т. (1966). Изоморфизм в карбонатах и его значение для решения некоторых генетических вопросов. Сб. «Физические методы исследования минералов осадочных пород», изд-во «Наука».

Петренко А. А. (1953). Восточноуральский пояс нижнекарбонового угленакопления. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 1, Изд-во АН СССР.

Петренко А. А., Ренгартен Н. В. (1954). Фосфатопроявления в нижних угленосных свитах Карагандинского бассейна и Завьяловского месторождения. ДАН СССР, т. 97, № 2.

Петухова Е. Н. (1958). Сферосидериты в пашийских слоях Западной Башкирии. «Геология нефти», № 7.

Погребицкий Е. О. (1933). Сера в углях Донецкого бассейна. «Пробл. сов. геологии», № 5.

Полянин В. А. (1949). Реальгар в третичных сферосидеритах из окрестностей с. Рыбной Слободы на Каме. Зап. Всесоюзн. минерал. о-ва, ч. 78, вып. 4.

Попов В. С. (1937). Описание третьего маршрута. В кн. «Южная экспедиция. Донецкий каменноугольный бассейн», ОНТИ НКТП СССР.

Посыльный В. Я., Сальников Б. А. (1956). О цикличности строения третичных угленосных толщ Сахалина. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.

Потапенко С. В. (1952). Глины и глинистые породы Украинской ССР, Изд-во Акад. архитект. УССР, К.

Потонье Г. (1934). Происхождение ископаемых углей и других каустоболитов, ОНТИ.

Похвиснева Е. А. (1964). О литологии и особенностях диагенеза отложений нижней и средней юры северо-западного Кавказа. Изв. вузов. Геол. и разв., № 4.

Приходько Ю. Н. (1963). Наблюдения над усадкой углей и песчано-глинистых пород на Интинском каменноугольном месторождении. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Приходько Ю. А. (1958). Карбонатные конкреции в майкопских отложениях Центрального Предкавказья. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Пустовалов Л. В. (1940). Петрография осадочных пород, ч. I—II, Гостоптехиздат.

Пылина А. К. (1964). Пирито-марказитовые конкреции из угольных пластов нижнего карбона окрестностей г. Боровичей. Уч. зап. Ленингр. пед-нститута, т. 267.

Пылина А. К. (1964а). К вопросу о генетической классификации пирито-марказитовых конкреций угольных пластов нижнего карбона окрестностей г. Боровичей. Уч. зап. Ленингр. пед-нститута, т. 267.

Развитие литологии в СССР и ее ближайшие задачи (1967). «Литология и полезные ископаемые», № 5.

Разумная Е. Г. (1957). Изучение распределения молибдена и ванадия в углисто-кремнистых сланцах методом центрифугирования. Иссл. горн. пород, руд и минералов. Сб. тр. ВИМСа, Госгеолтехиздат.

Решения совещания по осадочным породам (1952). Сб. «Совещ. по осадочн. породам», вып. 2, Изд-во АН СССР.

Решения второго угольного геологического совещания (1956). Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. VI, Изд-во АН СССР.

Решетняк Н. Д. (1955). К вопросу о кремнистых образованиях нижнего карбона юго-западной окраины Донбасса. ДАН СССР, т. 100, № 5.

Рухин Л. Б. (1953). Основы литологии, Гостоптехиздат.

Рухин Л. Б. (1956). Особенности эпигенеза меловых отложений Ферганской котловины. Уч. зап. ЛГУ, серия геол. наук, вып. 7, № 909.

Рухин Л. Б. (1959). Основы общей палеогеографии, Гостоптехиздат.

Савиц-Заблоцкий К. Н. (1950). Известковые конкреции и сфера-сидериты из юрских отложений Карадага. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4.

Сальникова Л. Л. (1963). Минерало-литологическая характеристика пород верхнедуйской свиты. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 19.

Самойлов Я. В. (1900). Бариты некоторых русских месторождений. Зап. Имп. минерал. о-ва, ч. XXXVIII, вып. 2.

Самойлов Я. В. (1917). К вопросу о перемещении кремнезема в осадочных отложениях. Зап. Геол. отдел. Московск. о-ва любит. естествознания.

Самойлов Я. В. (1920). Серный колчедан, КЕПС, т. IV, вып. 19.

Самойлов Я. В. (1931). О генезисе железных руд Центральной России. Тр. Минерал. ин-та АН СССР, т. 1.

Сапожников Д. Г. (1961). К теории прогноза осадочных рудных месторождений, Изд-во АН СССР.

Свяжин Н. В. (1955). Септарины кальцита из района Сухого Лога на восточном склоне среднего Урала. Тр. Свердл. горн. ин-та, № 22.

Сердюченко Д. П. (1951). Сидероплезит из девонских осадочных пород на Южном Тимане. ЗВМО, ч. 80, вып. 1.

Слатинская Е. А. (1954). Фации и условия угленакопления ашлярийской свиты Карагандинского бассейна. Тр. Лаб. геол. угля АН СССР, вып. 2.

Снигиревская Н. С. (1964). Анатомическое исследование остатков некоторых среднекаменноугольных растений из угольных почек Донецкого бассейна. Автореф. канд. дисс. Л.

Сокольская А. В., Кучеренко М. Т. (1963). Литолого-фа-циальная характеристика каменноугольных отложений. В кн. «Закономерности угленакопления на территории западного Донбасса». Гос. н. т. изд-во лит. по горн. делу, М.

Станкевич Л. О. (1957). О составе и происхождении карбонатов железа Керченского месторождения. Изв. Днепропетр. горн. ин-та, 34.

Станкевич Л. О., Яговдик В. В. (1950). К минералогии карбонатных стяжений в киммерийских слоях. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 4.

Страхов Н. М. (1950). К вопросу об общей теории осадочного про-цесса. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Страхов Н. М. (1953). Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Страхов Н. М. (1954). Диагенез современных морских и озерных отложений и превращение их в осадочные породы. Сб. «Образов. осадков в совр. водоемах», Изд-во АН СССР.

Страхов Н. М. (1954а). Опыт сопоставления современного осадко-накопления с осадочным процессом в водоемах геологического прошлого. Сб. «Образов. осадков в совр. водоемах», Изд-во АН СССР.

Страхов Н. М. (1956). К познанию диагенеза. Сб. «Вопр. минерал. осад. образ.», кн. 3—4.

Страхов Н. М. (1957). О теоретической литологии и ее проблемах. Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

- Страхов Н. М. (1960). Основы теории литогенеза, т. II, Изд-во АН СССР.
- Страхов Н. М. (1963). О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений. «Литология и полезные ископаемые», № 1.
- Татарский В. Б. (1952). Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Тр. ВНИГРИ, н. сер., вып. 53.
- Татарский В. Б. (1955). Микроскопическое определение карбонатов групп кальцита и арагонита. Гостоптехиздат.
- Твенхофель У. Х. (1936). Учение об образовании осадков, ОНТИ.
- Теодорович Г. И. (1935). О кремнистых образованиях верхнего палеозоя западного склона Южного Урала. БМОИП, серия геол., гл. XIII, вып. IV.
- Теодорович Г. И. (1952). О геохимических и других условиях, благоприятных для формирования нефтяных битумов. «Нефтяное хозяйство», № 12.
- Теодорович Г. И. (1958). Аутигенные минералы осадочных пород, Изд-во АН СССР.
- Теодорович Г. И., Шведова Т. М. (1960). О растворимости железистых и других карбонатных минералов в соляной кислоте. БМОИП, отд. геол., т. XXXV, вып. 4.
- Теодорович Г. И., Писаренко И. А., Меламедова В. С. (1960). К термографии железистых карбонатов. Изв. вузов. Геол. и разн., № 11.
- Теодорович Г. И., Соколова Н. Н., Розонова Е. Д., Богословская М. В. (1962). Минерало-геохимические фации терригенных отложений нижнего карбона основной части Урало-Волжской области, Изд-во АН АССР.
- Теодорович Г. И., Покханская Е. А. (1964). Литология и диагенез юрских отложений северо-западного Кавказа, Изд-во АН СССР.
- Тернер Ф. Дж. (1951). Эволюция метаморфических пород, ИЛ.
- Тимофеев П. П. (1955). Об условиях формирования генетических типов углей и их связи с циклами — обстановками осадконакопления в Донбассе. ДАН СССР, т. 102, № 4.
- Тимофеева З. В. (1955). Значение конкреций для изучения фациального состава угленосных толщ (на примере среднего карбона Донбасса). II угольн. геол. совещ. Тез. докл., Изд-во АН СССР.
- Тимофеева З. В. (1956). Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Тимофеева З. В. (1957). Наблюдения над конкрециями. Сб. «Методы изучения осад. пород», т. I, Госгеотехиздат.
- Тимофеева З. В. (1959). Конкрециообразование в карбоне Донецкого бассейна. Сб. «К познанию диагенеза осадков», Изд-во АН СССР.
- Тимофеева З. В., Кузнецова Г. П. (1964). Диагенетические анкериты аланенских отложений Дагестана. ДАН АН СССР, т. 159, № 3.
- Тимошенко Н. А. (1953). Сферосидериты Богословского угольного месторождения. «Природа», № 8.
- Тиссен Д. (1951). Состав и происхождение минеральных веществ в угле. «Химия тверд. топлива», № 1.
- Тихомирова Е. С. (1960). К вопросу о геохимической подвижности элементов при образовании сульфидных конкреций в сланцевоносных отложениях Волжского и Прибалтийского бассейнов. ДАН СССР, т. 135, № 6.
- Ткаченко О. Ф. (1956). О так называемых «кайекситовых» конкрециях. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 10.
- Ткаченко Т. О. (1957). До літології юрських відкладів Дніпровсько-Донецької западини. «Геол. ж. АН УРСР», т. XVII, вып. 1.
- Уэллер Дж. М. (1961). Уплотнение осадков. Сб. «Проблемы нефтяной геологии в освещении зарубежных ученых», под ред. Н. Б. Вассоевича, т. I, Л.
- Феофилова А. П. (1954). К вопросу о классификации циклов осадконакопления в угленосной толще Донецкого бассейна. ДАН СССР, т. 94, № 5.
- Феофилова А. П. (1959). Фациальные обстановки накопления угленосной толщи нижнего карбона Донецкого бассейна. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Феофилова А. П. (1966). О некоторых изменениях вещественного состава пород западного Донбасса на границе карбона и пермии, обусловленных климатом. «Литология и полезные ископаемые», № 1.
- Феофилова А. П., Левенштейн М. Л. (1963). Особенности осадко- и угленакопления в нижнем и среднем карбоне Донецкого бассейна, Изд-во АН СССР.
- Ферсман А. Е. (1922). Геохимия России, вып. 1. Научн.-техн. изд-во, Пг.
- Ферсман А. Е. (1952). К минералогии каменноугольных отложений окрестностей г. Боровичей. Извр. труды, т. 1, Изд-во АН СССР.
- Фролов В. Т. (1958). Фациальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана. ДАН СССР, т. 122, № 6.
- Хабаков А. В. (1954). Наблюдение над стяжениями и некоторыми вторичными текстурами осадочных пород. Сб. «Метод. руков. по геол. съемке и поискам», Госгеолиздат.
- Халифа-Заде Ч. М., Аббасова С. М. (1963). Сидеритовые залежи Дагестана, Изд-во АН СССР.
- Хьюбер Н. К. (1960). Контроль среды осадочными минералами железа. Сб. «Термодинамика геохим. процессов», ИЛ.
- Чаровский И. Д. (1949). О барите из северо-восточной части Приазовья. Минерал. сб. Львовск. геол. о-ва, № 3.
- Цветков А. И. (1949). Термоаналитические характеристики безводных карбонатов. Тр. ИГН АН СССР, вып. 106.
- Цветков А. И. (1953). Об особенностях термической диссоциации известняков и доломитов, загрязненных нерастворимыми минеральными примесями. Вопр. минерал. и петрogr., II, Изд-во АН СССР.
- Цветков А. И. (1958). Установка для термовесового анализа и количественное изучение некоторых типов твердофазовых реакций. Матер. по геол., минерал. и использ. глин в СССР, Изд-во АН СССР.
- Цветков А. И., Вальяшихина Е. П. (1958). Термоаналитические характеристики некоторых сульфидов железа и меди. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 30.
- Чандра С. К. (1965). Литология ерунаковской свиты Терсинского района Кузнецкого бассейна. Автореф. канд. дисс., Изд-во МГУ.
- Чернышев Б. И. (1931). Carbonicola, Anthracomuta и Najadites Донецкого бассейна. Тр. ГГРУ, вып. 72.
- Чиринский П. Н. (1912). Минеральные образования жильного типа из каменноугольной шахты «Надежда» близ г. Александровска-Грушевского Донецкой области. Ежегодник по геологии и минерал. России, т. XIV, вып. 6.
- Чиркова Е. Ф. (1937). О генезисе некоторых пермских углей. «Природа», № 3.
- Чудовская И. Р., Искюль Е. В. (1936). Материалы к вопросу о форме и распределении минеральных включений в углях. Зап. Всерос. минерал. о-ва, серия 2, ч. XV, вып. 1.
- Чумаков А. А., Мясников Н. С. (1944). К генезису сидеритовых месторождений Куми АССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Чухров Ф. В. (1955). Коллоиды в земной коре, Изд-во АН СССР.
- Шаповалова Г. А. (1955). Конкреции и конкреционные образования майкопских отложений Восточной Грузии. Тр. Ин-та нефти, т. V.
- Шаповалова Г. А. (1961). Литология и условия образования балахонской свиты Кузбасса, Изд-во АН СССР.

- Швецов М. С. (1938). Успехи петрографии осадочных пород за 20 лет и пути ее дальнейшего развития. БМОИП, т. XIV, № 2.
- Швецов М. С. (1947). О процессах, превращающих осадки в породы и изменяющих породы. БМОИП, отд. геол., т. 32, вып. 2.
- Швецов М. С. (1958). Пётрография осадочных пород, изд. 3-е, Госголиздат.
- Широков А. З. (1955). Закономерности распределения сернистых соединений в углях Донбасса. ДАН СССР, т. 103, № 2.
- Шишкова О. В. (1959). Метаморфизация химического состава иловых вод Черного моря. Сб. «К познанию диагенетических осадков», Изд-во АН СССР.
- Шкуренко П. П. (1941). Пётрографическое строение донецких углей. Геолого-хим. карта Донбасса, вып. V, Укргостоптехиздат.
- Шиуков Е. Ф. (1961). Про хімічний склад майкопських сидеритових конкрецій Криму. Матер. з мінералогії України, вип. II, Вид-во АН УРСР, К.
- Шрок Р. (1950). Последовательность в свитах слойстых пород, ИЛ.
- Эренбург Б. Г. (1962). Рентгенометрическое исследование кальцийсодержащих сидеритов. ЗВМО, ч. 91, вып. 5.
- Юровский А. З. (1948). Серы каменных углей, Углетехиздат.
- Юровский А. З. (1953). Некоторые основы теории происхождения серы в каменном угле. Тр. I Всесоюз. совещ. по химии и генезис. тв. горюч. ископ., Изд-во АН СССР.
- Яблоков В. С. (1951). Строение угольных пластов ерунаковской свиты Кузбасса. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 136, угольн. серия.
- Яблоков В. С., Кузнецова И. А. (1952). Состояние и задачи изучения осадочных пород в области угольной геологии. Совещ. по осадочн. пор., вып. 1, Изд-во АН СССР.
- Ярош Н. П. (1941). Минеральные включения в углях Донецкого бассейна. Геолого-хим. карта Донбасса, вып. V, Укргостоптехиздат.
- Audrey H.N. (1951). American Coal Balls Floras. Bot. Rev., v. 7, N 6.
- Bäumler (1870). Über das Vorkommen der Eisensteine im westfälischen Steinkohlenbergbau. Verh. Nat. Ver. Rheinl. u. Westf. Bd. 27.
- Baxter R. W. (1960). A First Report of Coal Balls from the Pennsylvanian of New Brunswick, Canada, Canad. J. Bot., 38, N 4.
- Bell H. S. (1940). Armored and Balls, Their Origin, Properties and Role in Sedimentation, J. Geol., v. 48.
- Binney E. W. (1848). On the Origine of Coal. Mem. Manch. Phil. Soc., 8.
- Birkentauer K., Narębski W. (1957). Konkrecje wegłanowe iupków aalenu pienińskiego pasa skalowego Polski, Roezn. Polskiej towarz. geol., 27, N 1—4.
- Bode (1928). Die Dolomitknollen und ihre Bedeutung für die Fragen der Kohlenentstehung, Bergbau, Bd. 41.
- Cady G. H. (1936). The Occurrence of Coal Balls in No 6. Coal Bed at Nashville, Illinois Acad. Sci. Trans., v. 29.
- Castano J. R., Garrels R. M. (1950). Experiments on the Deposition of Iron with Special Reference to the Clinton Ore Deposits. Econ. Geol., 45.
- Chapman F. (1906). On Concretionary Nodules with Plant-Remains Found in the old Bed of the Varra at S. Melbourne and their Resemblance to the Calcareous Nodules Known as «Coal Balls». Geol. Mag., N 12.
- Chilingar G. V., Bissel H. J. and Wolf K. H. (1967). Diagenesis of carbonate rocks. Ch. 5. In: G. Larsen and G. V. Chilingar (Editors) Diagenesis in Sediments. Elsevier, Amsterdam, 1967, pp. 179—332.
- Correns C. W. (1937). Sedimente des Aquatorialen Attautischen Ozeans. Wiss. Erg. Deutsch. Atl. Exp. etc., II.
- Croneis G., Grubbs D. M. (1939). Silurian Sea Balls. J. Geol., v. 47.
- De Sitter L. U. (1947). Diagenesis of Oil-Field Brines. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 31, S. 2030, Tulsa (Oklahoma).
- Dunham Ch. (1948). Petrographical Descriptions of Two Cycles of Sedimentation from the Middle Coal Measures, Woodborough Borehole. The Quart. J. Geol. Soc. Lond., v. CIII, pt. 4.
- Eckhardt F. I. and Gaertner H. R. (1955). Über Dolomite aus den Sedimenten des Ruhrkarbons. Geol. Jahrb., B. 71.
- Erhardt H. (1962). Témoins pédogénétiques de l'époque Permo-Carbonifère. Compt. rend. Soc. biogeogr., N 335—337, Discuss.
- Ferrari B. (1948). Flozgleichstellung im Osten des Ruhrkohlenbezirks auf Grund neuartigen Leitschichten. Glückauf, 81—84.
- Ford W. (1917). Studies in the Calcite Group. Trans. Connec. Acad. of Arts and Sciences, v. 32.
- Foster W. D., Feicht F. L. (1946). Mineralogy of Concretions from Pittsburg. Coal. Seams with Special Reference to Analcite. Amer. Min., v. 31, N. 7—8.
- Francis W. (1954). Coal, its Formation and Composition, London.
- Goldsmith I. R., Graf D. L. and Joensuu O. I. (1955). The occurrence of magnesian calcites in nature, New York.
- Gothan W., Benade (1934). Vorkommen von dolomitischen Sphärolithen in der Steinkohle der Ruhrbezirks. Glückauf, Bd. 68.
- Gothan W. und Brune A. (1929). Vorkommen eigentümlicher Dolomitenknollen am Hangenden des Flozes Katharina, Glückauf, Bd. 65.
- Gothan W. und Horlich O. (1910). Über Analoge der Torfodolomite (Coal Balls) des Carbons in der reinischen Braunkohle. Jahrb. d. k. preuss geol., Landesabstalt für Bd. XXXI, T. II, H. 1.
- Gothan W. und Knorr (1934). Konkretionen mit pflanzlichen Strukturen in Braunkohlenflozen. Braunkohle, N 9—10.
- Gothan W. und Oberste-Brink K. (1931). Vorkommen von Dolomitkonkretionen im Floz Robert der Zeche Minister Stein. Glückauf, N 24.
- Grabau A. W. (1913). Principles of Stratigraphy, A. G. Seiler and Co, New York.
- Hawkes and Smythe I. A. (1935). Ankerites of the Northumberland Coalfield. The Mineral. and J. of the Mineral. Soc., v. 24.
- Helmers I., Ottemann I. (1952). Die Kristallisation des Quarzes bei niederen Temperaturen. Silikattechnik, 3.
- Hoehne K. (1949). Bildungsweise der körnigen Quarzlage im Horizont des Flozes Ida (Westfäl A) der mittleren Fettkohlengruppe Westfalens. Glückauf, 85.
- Hoehne K. (1952). Quarzgestein und Verkieselungen in Kohlenflozen des Ruhrkarbons. Glückauf, 88, 7 Abb., Essen.
- Hoehne K. (1953). Kaolinitkristalle und Quarzneubildungen in indischen Steinkohlen. Chemie der Erde, B. 16.
- Hoehne K. (1954). Bildung von Quarziten in Flozen des Ruhrkarbons. Geologie, 3, Berlin.
- Hoehne K. (1954a). Die Quarzlage in Floz Kreftenscheer 2 der Es kohlenschichten des Ruhrkarbons eine Flozverkieselung. Geologie, 3, N 1.
- Hoehne K. (1954/55). Zur genese von Quarlagen und ähnlichen Bildungen in Kohlenflozen des Ruhrkarbons. Chemie der Erde, B. 17, Hf. 2.
- Hoehne K. (1956). Zur Neubildung von Quarz und Kaolinit in Kohlenflozen. Chemie der Erde, B. 18, N 1—4.
- Huber N. K., Garrels R. M. (1953). Relation of pH and Oxidation Potential to sedimentary Iron Mineral Formation. Econ. Geol., N 48.
- Hummel K. (1923). Über Sedimentbildung im Boden See. Geol. Archiv., T. II, N 2.
- Illies H. (1949). Über die erdgeschichtliche Bedeutung der Konkretionen. Leitschr. Deutsch. Geol. Ges., v. 101.

- Izard I. E., Clemency Ch. V. (1967). X-ray Study of the Sedimentary Pyrite of Western New York. *J. Sediment. Petrol.*, 37, N 1.
- Kaspar J. (1939). Mineralogie kladenských uhlínych slojí. Knih. St. geol. ust. ČSR, sv. 20, Praha.
- Keyes Ch. (1939). Antiquity of Flowering Plants. *Pan.-Amer. Geologist*, LXII, N 2.
- Kindle E. M. (1923). Range and Distribution of certain Types of Canadian Pleistocene Concretions. *BGSA*, v. 34.
- Kindle E. M. (1934). Concerning «Lake Balls», «Cladophora Balls» and «Coal Balls». *Amer. Midl. Natural.*, v. 15, N 6.
- Kindle E. M. (1937). Post Hurricane Sea Shore Observations. *Amer. Midl. Natural.*, v. 18, N 3.
- King L. H. (1953). Occurrence, Distribution and Weathering of Pirites in Coal from the Sydney Coalfield, Nova Scotia. *Bull. Geol. Soc. of America*, v. 64, N 12.
- Kissling D. L. (1965). Correlation and Genesis of Lower Osagean Chert Zone in Eastern Missore. *Compass Sigma Gamma Epsilon*, 42, N 4.
- Konta J. (1957). Jilové Minerály Československa. Nakl. Českosl. Akad. Ved.
- Koopmans R. G. (1928). Researches of the Flora of the Coal-Balls from the «Finefrau-Nebenbank» Horizon in the Province of Limburg (the Netherlands). *Geol. Nederl. Mijngebied*, 53, Steten, 18, Tafeln, Heerlen.
- Kratochvíl I. (1927). Posnámky k petrografii a mineralogii kladenského karbonu. *Vest. SGU*, roc. 2, c. 6, Praha.
- Krumbein W. S., Garrels R. M. (1952). Origin and Classification of Chemical Sediments in Terms of pH and Oxidation-Reduction Potentials. *J. Geol.*, v. 60, N 1.
- Krusch P. (1922). Über das Vorkommen und Entstehung des weissen Eisenerzes, eines neuen bauwürdigen Eisenrohstoffes. *Stahl und Eisen*, Bd. 42, N 46.
- Krusch P. (1932). Weiseisenerz und Baseneisensteinerz. *Stahl und Eisen*, Bd. 52, N 7.
- Kubart B. (1911). Corda's sphärosiderite aus dem Steinkohlenbecken Radnitz-Braz in Bohmen nebst Bemerkungen über Chorionopteris gleichenioides Gorda. K-K, Akad. Wiss. Wien, Math-Phys. Kl. Sitzungsber., v. 70, pt. 1.
- Kukuk P. (1909). Über Torfodolomite in den Flötzen der Niederrheinischen-westfälischen Steinkohlenabgerung, Glückauf, 45.
- Kukuk P. (1938). Geologie des Niederrheinischen-westfälischen steinkohlengebietes. Textband.
- Kukuk P., Hartung W. (1941). Über echt versteinerte Baumstämme (dolomitisierte Spharolithölzer) im Steinkohlengebirge des Ruhrbezirks. Glückauf, 77, Essen.
- Larsen G. and Chilingar G. V. (Editors) (1967) Diagenesis in Sediments Elsevier, Amsterdam, London, New York.
- Leclercq S. (1925). Les coal balls de la couche Bouxharmont der Charbonnages de Weister. Mem. Soc. Geol. Belgique, 49, Taf. Liege.
- Liesegang R. E. (1912). Die Lemniskatform der Jmatrasteine. Zentralbl. Mineral. Stuttgart.
- Liesegang R. E. (1913). Geologische Diffusionen, Dresden—Leipzig.
- Linck G., Kohler E. (1933/34). Über Torfodolomite. Chemie der Erde, B. 8.
- Lippmann F. (1955). Ton, Geoden und Mineral des Barreme von Hohengelsen. *Geol. Rundschau*, 43, N 2.
- Lomax I. (1902). On the Occurrence of the Nodular Concretions (Coal Balls) in the Lower Coal Measures. Section K. Brit. Assoc., Belfast.
- Lukas I. (1873). On the Origin of Clay Ironstone. *Quart. J. Geol. Soc.*, V, v. 29.
- Mackowsky M. Th. (1943). Mikroskopische Untersuchungen über die anorganischen Bestandteile in der Kohle und ihre Bedeutung für kohlenaufbereitung und kohlenveredlung. *Arch. bergb. Forsch.*, 4, Essen.
- Mackowsky M. Th. (1947). Mineralogie und Petrographie als Hilfsmittel für rohstoffliche Kohlenforschung. *Bergbau-Archiv*, 5—6, Essen.
- Mamay S. H. and Yochelson E. L. (1953). Floral-Faunal Assoc. in Am. Coal Balls. *Science*, v. 118, N 3061.
- Mamay S. H., Yochelson E. L. (1962). Occurrence and Significance of Marine Animal Remains in Am. Coal Balls. *Geol. Surv. Profess. Paper*, 354—1, Washington.
- Menzel (1903). Beiträge zur Kenntnis der Dolomitvorkommen in Kohlenflözen. *Glückauf*, 40, N 2.
- Monroe E. A. (1964). Electron optical observations of Finegrained Silica Minerals. *Amer. Miner.*, 49, N 3—4.
- Narebski W. (1957). Mineralogia i geochemiczne warunki genezy fzw. syderitów flocz. karpackiego. *Archiw mineral.*, 21, z. 1.
- Nasse (1887). Die Lagerungsverhältnisse pflanzenführender Dolomitkonkretionen im westfälischen Steinkohlengebirge. *Verh. Naturhist. Ver. Rheinl. U. Westf.* Bd. 44, S. 59.
- Naumann C. F. (1858). Lehrbuch der Geologie. Bd. 1, Leipzig.
- Nelson A. (1956). Coal measure shales. *Iron and Coal trades rev.*, 173, N 4610.
- Newhouse W. H. (1927). Some Forms of Iron Sulphide Occuring in Coal and other sedimentary Rocks. *J. Geol.*, v. XXXV, N 1.
- Nielubowicz B. (1961). Wykopalnice struktur tutowich serii zurzeckiej w kopalni Edward. *Przegl. geol.*, 9, N 1.
- Pantin H. M. (1958). Rate of Formation of a Diagenetic Calcareous Concretion. *J. Sedim. Petrol.*, v. 28, N 3.
- Pettijohn F. I. (1957). *Sedimentary Rocks*, 2nd ed. Harper, New York.
- Povondra P., Slansky E. (1964). Nové výskyt vickitu v Československu. *Acta Univers. Carolinæ. Geologica*, N 1.
- Reed F. D. (1941). Coal Flora Studies: Lepidodendrales. *Bot. Gaz.*, 102.
- Richter R. (1926). Flachseebeobachtungen zur Paläontologie und Geologie. XVI, Die Entstehung von Tongerollen und Tongallen unter Wasser. *Sennckenbergiana*, v. 8.
- Rivière A., Vernet S. (1964). Contribution à l'étude de la sedimentologie des sediments carbonates. Deltaic and Shallow Marine Deposits, Amsterdam—London—New York.
- Röbelmanns G. (1952). Verbreitung und Ausbildung eines Quarzhorizontes in Flöz Kreftenscheer. *Glückauf*, 89.
- Rosenberg P. E., Harker R. I. (1956). Studies in the System  $\text{CaCO}_3$ — $\text{MgCO}_3$ — $\text{FeCO}_3$ . Part 1. Limits of solid solution along the Binary join  $\text{CaCO}_3$ — $\text{FeCO}_3$ . *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67.
- Rosenthal G. (1956). Versuche zur Darstellung von Markasit, Pirit und Magnetkies aus Waäßrigen Lösungen bei Zimmertemperatur. *Heidelberg. Beitr. Mineral und Petrol.*, 51, N 2.
- Roth Z., Matejka A. (1953). Pelosiderity Moravskoslezskych Beskyd. *Geotechnica. Sbirka prací z praktické geologie*, Svazek 16, Nakl. Českoslov. akad. ved.
- Schoop J. M. (1961). Coal-Ball Occurrence in Eastern Kentucky. *Geol. Surv. Profess. Paper*, N. 424—B.
- Skoczek (1961). Karbonátové konkrecie v uhličnosných sedimentech Ostavsko-Karvinské panve. *Sb. Ustřed. ustavu geol.*, Odd. geol., 28.
- Stach E. (1949). Lehrbuch der Kohlenmikroskopie, Bd. 1 (Verlag Glückauf, G. H. Kettwig).

- Stoch L., Sikora W. (1966). Okreslenie stopnia uporeadkowania struktury mineralow grupy kaolinitu. Sprawozdan z posiedzen komisji oddzialu PAN w Krakowie.
- Stocks H. B. (1893). On Certain Concretions from the Lower Coal Measures and the Fossil Plants which they Contain. Proc. Roy. Soc., Edinburgh, v. 20.
- Stocks H. B. (1902). On the Origin of Certain Concretions in the Lower Coal Measures. Quart. J. Geol. Soc. Ivili.
- Stopes M. C. (1907). The Relation of the Concretionary Nodules of the Yarra to the Calcareous Nodules known as «Coal Balls». Geol. Mag., Decade V., v. 4., N III.
- Stopes M. C. and Watson M. S. (1908). Origin of the Calcareous Concretions known as «Coal Balls».
- Stopes M. C. and Watson M. S. (1909). On the Present Distribution and Origin of the Calcareous Concretions in coal Seams known as «Coal Balls». Phil Trans. Roy. Soc. Lond., ser. B, v. 200.
- Strahan W. A. (1901). On the Passage of a seam of Coal into a Seam of Dolomite. Quart. J. Geol. Soc., 57.
- Stur (1885). Über die in Flötzen reiner Steinkohle enthaltenen Steinrundmassen und Torf-Spharosiderite. Jahrb. k. k. Reichsanstalt, Wien, B. 135.
- Stutzer O. (1934). Oolitholzer in der Steinkohle. Glückauf, 48.
- Suggate R. P. (1965—1966). Sulphur in Coal from Taranaki Oilprospecting Wells. N. Z. J. Geol. and Geoph., 8, N 6.
- Sula S., Dostal J. (1961). Prispevěk k výskytu kristálů v kladenských pelosideritech. Casop. Narodn. musea Odd. prirody, 130, № 2.
- Tarr W. A. (1921). Syngenetic Origin of Concretions in Shales. Bull. geol. Soc. Amer., 32.
- Tarr W. A. (1932). Cone-in-cone. In Twenhofel W. H. Treatise of sedimentation, Second Ed., Completely revised, Baltimora.
- Taupitz K. Ch. (1954). Über Sedimentation, Diagenese, Methamorphose, Magmatismus und die Entstehung der Erzlagerstätten. Chemie d. Erde, v. 17, Hf. 2.
- Teichmüller M. (1952). Versteinerte Torfe und die aus ihnen entstandenen Kohlen im Auflicht und Durchlicht. In Freund H. «Handbuch der Mikroskopie in der Technik» (Umschau—Verlag, Frankfurt a. M.).
- Teichmüller M. und R., Werner H. (1953). Ein echter Torfdolomit in einem Flöz der mittleren Bochumer Schichten und die Frage der Herkunft der Karbonate im Ruhrkarbon. Geol. Jahrb., B. 68.
- Teichmüller M. (1955). Anzeichen mariner Beeinflussung bei der Kohle aus Flöz Katharina der Zeche Friedrich Heinrich. Neues Jahrb. für Geol. und Paläont. Jahrgang Hf. 4/5, Stuttgart.
- Teilmüller M. und Schonefeld W. (1955). Ein verkieselter Karbonat in Namur C von Kupferdreh. Geol. Jahrb., B. 71.
- Usdowski H. E. (1963). Die Genese der Tutenmergel oder Nagelkalke (cone—in—cone). Beitr. Mineral. Petrogr., 9, 95—110.
- Van Tassel R., Scheere I. (1960). Contribution à la pétrographie des roches carbonatées du Westphalien belge. Bull. Soc. Belge de Géologie ..., Bruxelles, t. 69, 2.
- Wallcott C. D. (1898). Fossil Medusae. U. S. Geol. Surv., 30.
- Weber J. N., Williams E. G. (1965). Environment Classification of Argillaceous Sedimentary Rocks Using the Chemical Composition of Siderite Nodules. Bull. Canad. Petrol. Geol., 15, N 8.
- Weber J. N., Williams E. G., Keith M. L. (1964). Paleoenvironmental Significance of Carbon Isotopic Composition of Siderite Nodules in some Shales of Pennsylvanian Age. J. Sedim. Petrol., 34, N 4.
- Wedekind (1884). Fossil Holzer im Gebiet des westfälischen Steinkohlengebirges. Verh. Naturhist. ver. Rheinl. u. Westf., Bd. 41.
- Weiss (1884). Einige Carbonate aus der Steinkohlenformation (Dolomitenknollen von Flöz Katharina). Jb. preuß. geol. Landesanst., Bd. 5.
- Werner H. (1954). Über den Nachweis mariner Bleinflussung von Torf und Kohle. Geol. Jahrb., 69, Hannover.
- Werner H. (1955). Über dolomitisches Bindemittel in den sedimentären Ruhrkarbons. Geol. Jahrb., 71, Hannover.
- Williams E. G., Keith M. L. (1963). Relationship Between Sulphur in Coal and the Occurrence of Marine Roof Beds. Econ. Geol., 58, N 5.
- Winter M. (1917). Torfgerolle und Torfdolomite. Glückauf, Bd. 53.
- Wojciechowski J. (1968). W sprawie genezy mineralizacji w konkretachsepteryzach. Przegląd Geol. N 1.
- Zarivkij P. V. (1963). Geochemie uhlónosnych usazienin na przykładu. Donecke panve. Casopis pro Mineralogie a Geologii. Nakl. Českoslov. Akad. ved. Rocnik VIII, 3, Praha.
- Zarickij P. V. (1968). O genesie mineralow w szczelinach kontrakcyjnych węglanowych konkrecji-septariów. Przegląd Geol., N 1.

## О ГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
<b>Предисловие . . . . .</b>	<b>3</b>
<b>Г л а в а I. Краткий очерк истории открытия и изучения минеральных включений в угленосных отложениях</b>	
<b>Г л а в а II. Распространение; условия залегания и морфологические особенности диагенетических минеральных образований в углях и вмещающих их породах</b>	
1. Краткий очерк геологического строения бассейна и литолого-фациальная характеристика угленосных отложений . . . . .	17
Континентальные отложения . . . . .	18
Отложения фаций, переходных от континентальных к морским	20
Морские отложения . . . . .	22
2. Методика полевых наблюдений и сбора материала . . . . .	24
3. Условия залегания. Распространение и морфологические особенности конкреций . . . . .	27
Конкремции в угле . . . . .	27
Конкремции из болотных отложений почвы и подпочвы угольных пластов . . . . .	33
Конкремции отложений переходных и морских фаций . . . . .	34
О причинах, определяющих форму конкреций . . . . .	45
<b>Г л а в а III. Химико-минералогическая характеристика диагенетических минеральных образований угленосных отложений</b>	
1. Диагенетические минеральные образования в углях . . . . .	51
Карбонатные угольные почки . . . . .	51
Конкремции дисульфида железа . . . . .	60
Кремнистые конкреции . . . . .	63
Малые элементы в конкрециях из углей . . . . .	70
2. Диагенетические минеральные образования болотных отложений почвы и подпочвы угольных пластов . . . . .	73
Карбонатные конкреции и рассеянные в породах карбонаты . .	73
Конкремции дисульфида железа . . . . .	85
3. Диагенетические минеральные образования отложений переходных и морских фаций . . . . .	88
Карбонатные диагенетические образования . . . . .	88
Диагенетические образования дисульфида железа . . . . .	160
Кремнистые стяжения в известняках . . . . .	163
<b>Г л а в а IV. Диагенетическое минералообразование в угленосных отложениях</b>	
1. Ранний диагенез . . . . .	166
Зависимость химико-минерального состава аутигенных карбонатов и сульфидов от характера фаций вмещающих их пород . .	166
Условия образования карбонатных угольных почек . . . . .	166
Условия образования карбонатных конкреций во вмещающих уголь обломочных породах . . . . .	178
Карбонатные конкреции угленосных отложений как показатели фациальной обстановки осадконакопления . . . . .	189
О генезисе дисульфида железа в угле и вмещающих его породах . . . . .	198
О времени образования кремнистых конкреций в известняках .	203
Литература . . . . .	205