

**МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОСФОРИТОВЫХ ПОРОД  
ЕГИПТА****М. В. Абдель Мугхни, А. В. Жабин***Воронежский государственный университет**Поступила в редакцию 22 февраля 2011 г.*

**Аннотация.** Фосфатные минералы в фосфорсодержащих породах месторождений Египта представлены карбонатфторапатитом (франколитом), фторапатитом и гидроксилapatитом (даллитом). Самым распространенным породообразующим фосфатным минералом в рассматриваемых отложениях является франколит. Генезис карбонатфторапатита связан с преобразованием биологического материала, а образование фторапатита с растворенным в морской воде неорганическим фосфором.

В участках с сероводородным заражением формировался пирит. Генезис гипса и ангидрита так же, как и доломита, в основном связан с выпадением их из пересыщенных растворов в аридных морских обстановках. Наблюдаются и взаимные переходы этих минералов друг в друга в зонах гипергенеза.

Наряду с терригенным кварцем, отмечается и аутигенная его разновидность, связанная с процессами фосфоритообразования. Образование халцедона проходит путем растворения кремневых скелетных остатков и последующей перекристаллизации аморфного кремнезема.

Самыми распространенными глинистыми минералами в изученных отложениях являются смектиты. Количества каолинита и иллита в целом незначительны, хотя на некоторых участках отмечаются и достаточно высокие их содержания.

**Ключевые слова:** фосфорит, франколит, апатит, минерал, Египет, диагенез.

**Abstract.** Mineralogically, the phosphorites of Egypt are composed of different types including phosphate and non-phosphate minerals. The phosphate minerals represent the main component and they are represented by carbonate-flourapatite (francolite), flourapatite and hydroxyapatite. Mineral francolite predominates in the phosphatic pellets, while the hydroxyapatite is much common in phosphatic bioclasts (teeth and bone fragments). Flourapatite is rarely detected and due to its crystallographic structure, similar to that of francolite, it is difficult differentiated. During diagenesis processes many of non-phosphatic minerals were formed either biochemically (calcite and pyrite) or chemically (dolomite and anhydrite) representing the more common cement materials in the studied phosphorites. Silicate minerals are represented by fine grain quartz and groundmass of clay minerals and crystals of chalcedony. XRD analysis recorded the presence of silica in some studied phosphatic grains which may caused by the replacement of phosphatic minerals by silica.

**Key words:** phosphorites, francolite, apatite, mineral, Egypt, diagenesis

**Введение**

В геологоразведочной практике к фосфоритам обычно относят породы, содержащие от 5 до 18 %  $P_2O_5$ , особенно при условии открытой добычи и лёгкой обогатимости полезного ископаемого. В нашем случае содержание  $P_2O_5$  составляет 18 % и выше, достигая 34 %.

По Г. И. Бушинскому [1], среди фосфатов, слагающих фосфориты, различаются 5 разновидностей апатита: фторапатит, карбонатапатит, гидроксилapatит, франколит, курскит. В отличие от этого автора А. В. Казаков [5] считал, что фосфатное вещество всех фосфоритов состоит из высокодис-

персного фторапатита, а различия химического состава объясняются наличием минеральных примесей. В составе фосфоритов почти всегда присутствует органическое вещество, карбонаты Са, Mg и Fe, глинистые минералы, пирит, гидроокислы железа, кварц, халцедон.

Фосфатные отложения являются широко распространенными для территории Египта. Они приурочены к отложениям кампан-маастрихтского яруса. Экономически рентабельные фосфориты присутствуют в центральной части страны в трех месторождениях с востока на запад: Кусейр-Савага (район Красного моря), Себаиа (район долина Нила) и центральная часть Западной пустыни (оазисы Дахла и Эльхарга (Абу Тартур)) (рис. 1).

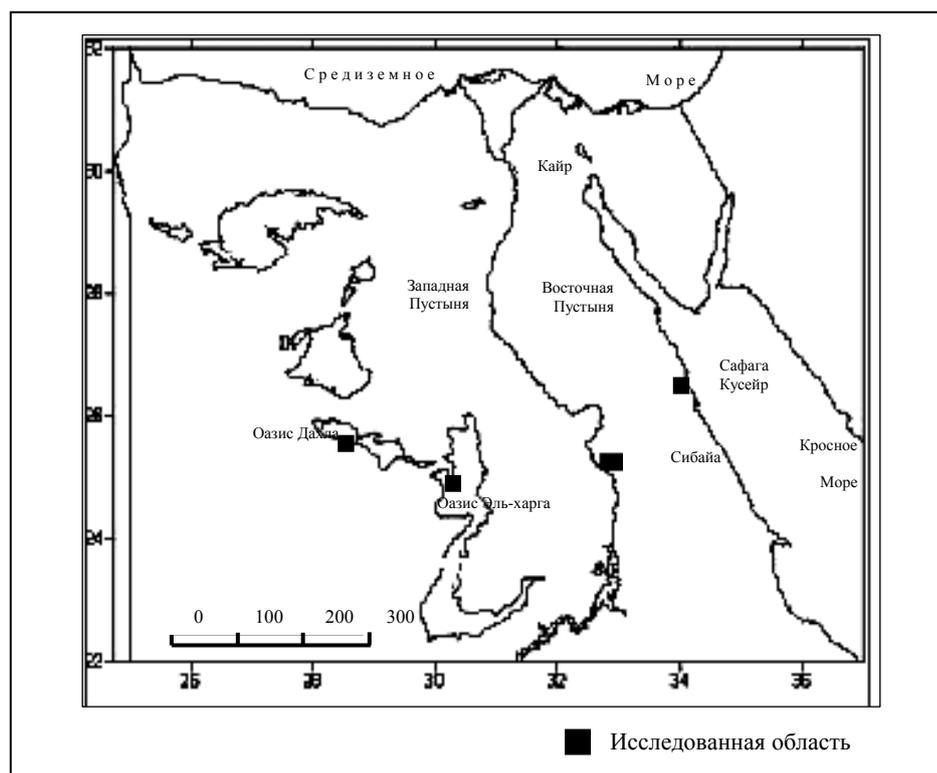


Рис. 1. Схема расположения фосфоритовых месторождений Египта

Исследованные зернистые фосфориты – карбонатная или терригенная осадочная порода с многочисленными фосфатными стяжениями и органическими остатками (фосфатизированные обломки ихтиофауны, двусторчатых моллюсков, водоросли и фораминиферы), сцементированная карбонатными, кремнистыми и глинистыми материалами. Состав изученных фосфоритов представлен фосфатными минералами и нефосфатными их разновидностями. К последним относятся карбонатные, глинистые, сульфидные и обломочные минеральные виды.

Петрографические и литологические исследования проводились путем изучения шлифов, а также рентгеновскими методами на дифрактометре ARLX/TRA и электронномикроскопическими на аппарате Jeol 6380 – LV.

#### Фосфатные минералы

Фосфор входит в состав более 200 минералов. Наиболее распространенными формами являются минералы группы апатита, содержащими кальций и фосфат в различных концентрациях. Апатитовый концентрат с содержанием  $P_2O_5$  более 35 % может быть получен практически из всех минеральных типов руд. Кристаллическая структура апатита имеет большое количество вакансий и позволяет легко присоединять различные ионы, влияющие на

реакционные способности и биологические свойства минерала. Разнообразие апатитов связано с их структурой и режимом формирования. Апатит был открыт как фтор- и хлор содержащий минерал. Потом в его составе обнаружили гидроксильную группу. По составу одновалентной группы апатит разделяется на фторапатит, хлорапатит и гидроксилapatит. Механизмы компенсации заряда позволяют осуществлять замену ионов  $PO_4^{3-}$  ионами  $OH$ ,  $CO_3^{2-}$ , F.

В изверженных и метаморфических породах по составу к апатиту близок фторапатит [15]. В осадочных породах франколит «карбонатфторапатит (CFA)», является доминирующей минеральной фазой. Чаще всего франколит в отложениях имеет скрытокристаллическое или микрокристаллическое строение. Благодаря этому, в течение долгого времени данная минеральная фаза считалась аморфной, содержащей фосфатный материал – фторкальций. Использование прецизионных методов позволяет определять скрытокристаллические или микрокристаллические характеристики минералов. Фторапатит и франколит имеют схожее строение, но каждый из них имеет свои особенности. Франколит определяется как карбонатфторапатит с более чем 1 % фтора и заметным количеством  $CO_2$ . Но в некоторых осадочных франколитах содержание фтора достигает (3,77 %) [15].

В целом фосфатные минералы в рассматриваемых фосфоритсодержащих породах представлены фторкарбонатапатитом (франколит), фторапатитом и гидроксилapatитом (даллит). Франколит является самым распространенным породообразующим фосфатным минералом, как в рассматриваемых отложениях фосфоритов, так и в других осадочных фосфоритовых толщах.

Рентгеновские анализы показывают, что франколит и фторапатит широко распространены в фосфоритоносных породах и, очевидно, в фосфатных пеллетах. Сравнение дифракционных картин исследуемых фосфоритов с дифрактограммами франколита и фторапатита показывает, что характер расположения основных линий и их интенсивность ничем не отличаются от соответствующих линий франколита, т. е. фосфатное вещество имеет апатитоподобную структуру. На дифрактограммах фосфатоносных пород и фосфатных пеллет отмечается набор наиболее характерных рефлексов с межплоскостными расстояниями 2.78; 2.69; 1.93; 1.83; 3.05; 2.62; и иногда 2.76 Å. Отличительной особенностью дифрактограмм является четкая триада рефлексов 2.79; 2.69; 1.93 Å с интенсивностью соответственно 100, 60 и 40. Рефлекс 2.76 Å с остальными рефлексами позволяет судить о присутствии фторапатита (рис. 2, 3). Известно, что осадочные апатитовые минералы плохо окристаллизованы, а их химический состав варьирует от чистого фторапатита до других фосфатных минералов в результате замещения  $\text{PO}_4$  карбонатом ( $\text{CO}_3$ ) и кальция разными элементами. Как правило, франколит отмечается во всех неокисленных фосфоритах, а фторапатит в фосфоритосодержащих отложениях образуется в результате выветривания вмещающих пород [10].

Петрографические исследования фосфоритов разных месторождений Египта показывают, что большинство фосфатных пеллет и копролитовых зерен образованы изотропными скрытокристаллическими и микрокристаллическими апатитовыми минералами. В неокисленных фосфоритах апатитовые минералы характеризуются серым до черного цветом, а в окисленных фосфоритсодержащих породах они имеют желтые, коричневые до светлокрасного оттенка. Понятно, что степень выветривания влияет на химический состав, в результате чего изменяется и цвет фосфатных пород. Генезис карбонатфторапатита в рассмотренных породах связан с органическим веществом, а образование фторапатита с растворенным в морской воде неорганическим фосфором.

Наиболее хорошо окристаллизованным фосфатным минералом в исследуемых фосфоритах является карбонат-гидроксилapatит. Эта тип фосфата выполняет костные остатки и зубы акул и характеризуется чешуйчатым неизотопным строением. Под поляризационным микроскопом цвет гидроксилapatита часто черный до темно-серого. Рентгеновскими исследованиями зубов акул установлено, что карбонат-гидроксилapatит (даллит) идентифицируется рефлексами на дифрактограммах 2.81; 2.77; 2.72; 1.84; 1.94 Å. Отличительной особенностью является четкая триада рефлексов 2.81, 2.77, 2.72 Å с интенсивностью соответственно 100, 60 и 60.

Химические исследования данного фосфатного материала показывают, что концентрация фтора в костных остатках достигает 8 %. Такое количество этого элемента характерно для фторапатита, но он здесь не отмечается. Вероятней всего накопление фтора в костных остатках происходит в постседиментационных стадиях литогенеза при участии бактерий.

Петрографическое изучение и химические анализы показывают, что в некоторых случаях фосфатные минералы в органических остатках замещены кварцем. Это, в свою очередь, подтверждается результатами рентгеновского анализа (см. рис. 4).

### Нефосфатные минералы

Нефосфатные минералы, определенные в изученных фосфоритах, включают в себя карбонаты (кальцит, доломит), сульфиды и сульфаты (пирит, гипс и ангидрит), глинистые (монтмориллонит, каолинит, глауконит, иллит), силициты (кварц и халцедон) и оксиды железа, представленные гематитом.

### Карбонатные минералы

**Кальцит.** Считается самым распространенным нефосфатным минералом и обычно цементирует зерна фосфоритов месторождений Кусеир и Сибаия. Встречается, как в микрокристаллической, так и в макрокристаллической формах. Петрографическое изучение фосфоритов показывает, что в некоторых случаях кристаллический кальцит полностью заполняет поры и пустоты органических остатков (водоросли, устрицы и фораминиферы). Как правило, кальцит имеет разные цвета: белый до прозрачного, желтый, серый, иногда бурый, он покрыт оксидами железа. Кальцит идентифицируются по рефлексам 3.035, 3.84, 2.09 Å (рис. 5). В некоторых случаях, при исследовании образцов,

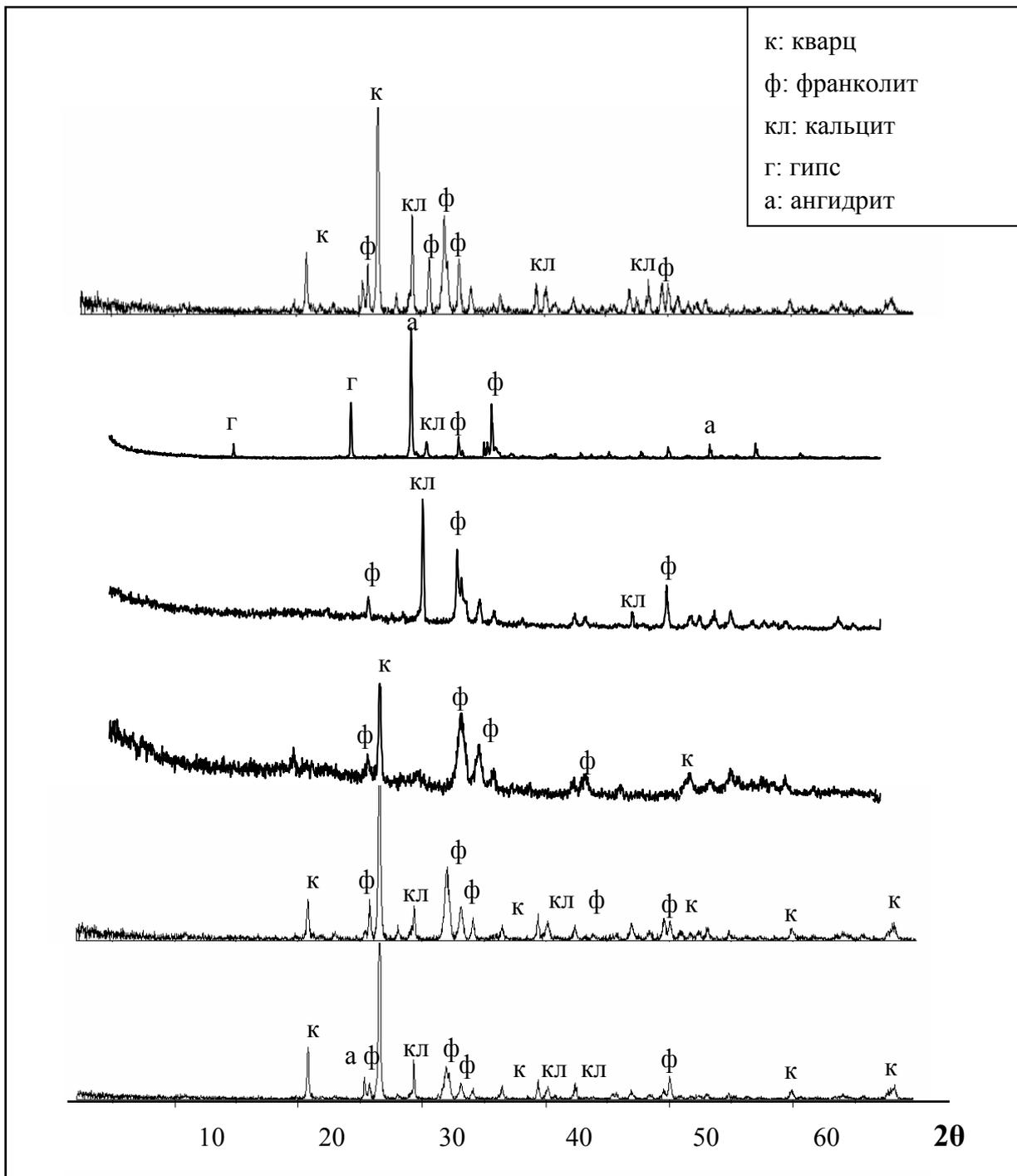


Рис. 2. Дифрактограммы фосфоритов месторождения Кусеир (побережье Красного моря)

обогащенных апатитами минералами, основной рефлекс кальцита  $3.03 \text{ \AA}$  затушевывается рефлексом ( $3.05 \text{ \AA}$ ) апатитовых минералов и трудно определяется.

**Доломит.** Фосфоритсодержащие породы месторождений Западной пустыни (Абу Тартур и оазис Дахла) характеризуются доломитовой цементацией. В них этот минерал встречается, как в микрокристаллических, так и в макрокристаллических

ромбовидных формах (рис. 6, а). Кристаллы доломита часто идиоморфные, а также гипидиморфные. Петрографическое изучение показывает, что в некоторых случаях кристаллы кальцита полностью или частично замещаются доломитом.

Микронзондовым исследованием (под электронным микроскопом) установлено, что некоторые кристаллы доломита развиты в глинистом веществе. Доломит в шлифах бесцветный, а в случаях

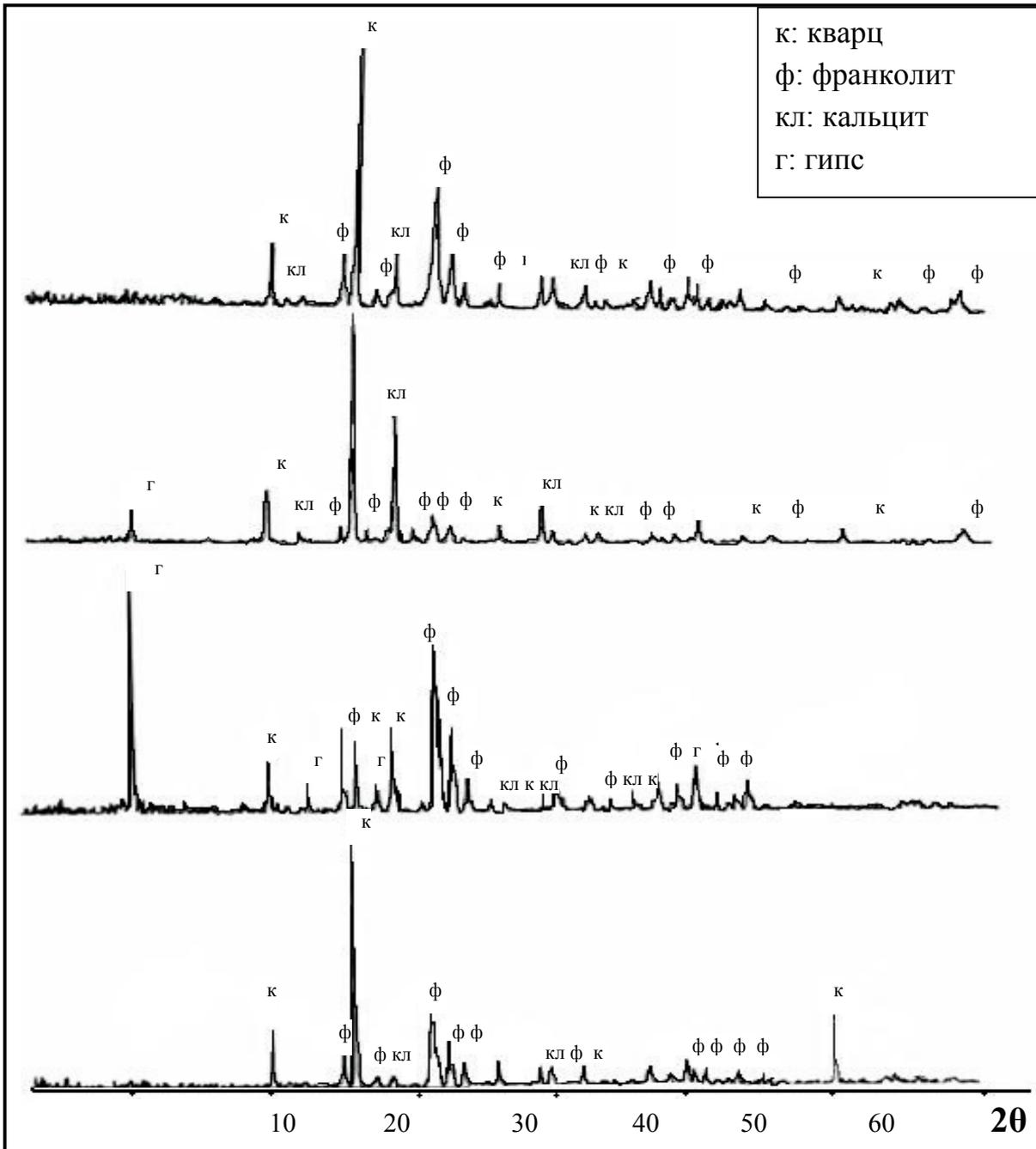


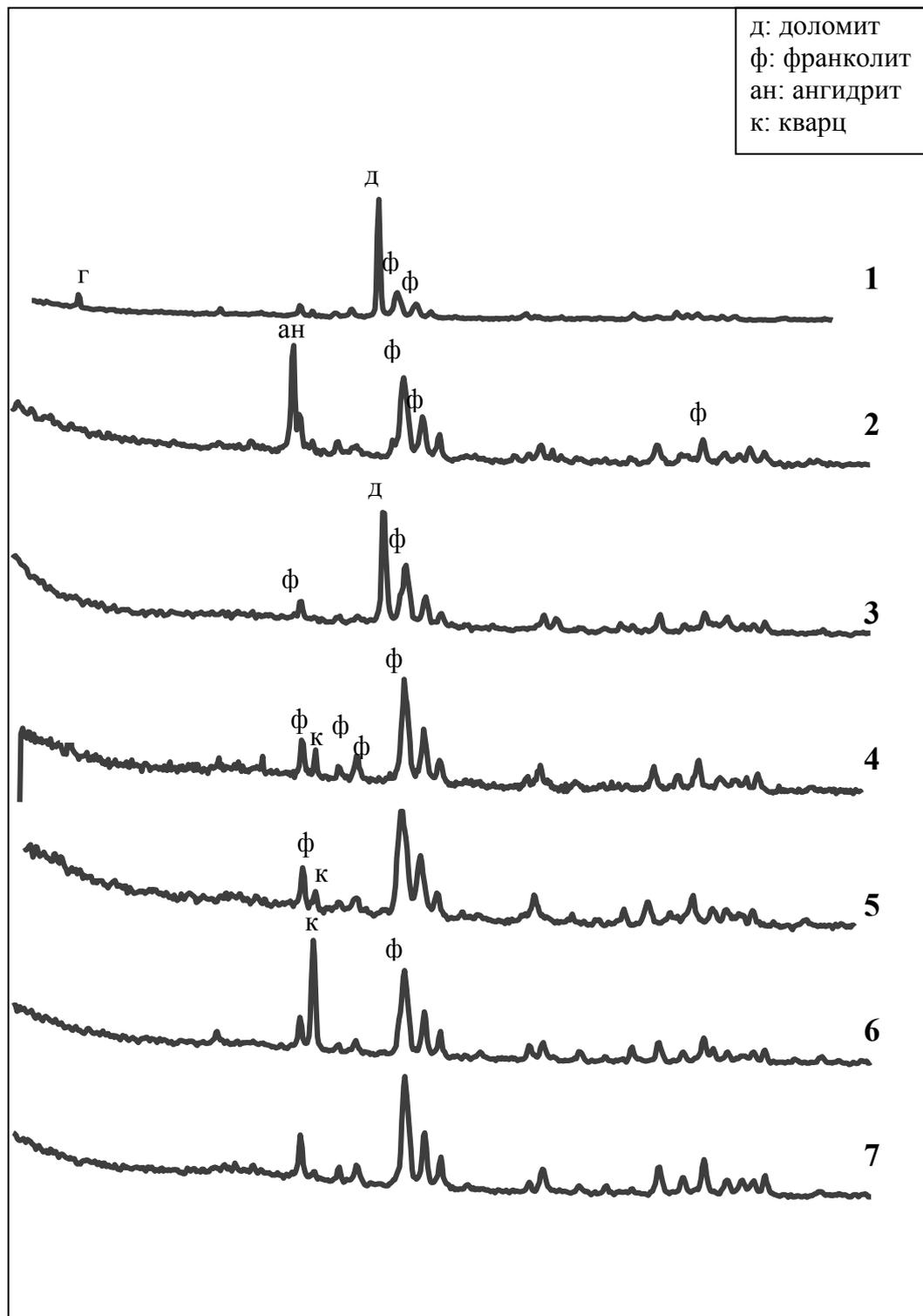
Рис. 3. Дифрактограммы фосфоритов месторождения Сибайя (долина Нила)

увеличения количества оксидов железа, приобретает красный цвет. Он образуется в процессе диагенеза за счет преобразования известковых осадков и путем химического осаждения из выпаривающихся растворов. Судя по относительно низким и широкому диапазонам содержаний изотопа  $\sigma^{18}\text{O}$  (-0.87 до -4.15 %) доломитового цемента, уменьшению количества стронция (в среднем 0.187 %) и по высоким концентрациям железа и марганца (6.851 и 11.599 %, соответственно), можно считать, что эти доломиты образовались из насыщенных растворов в метеорных зонах при морской регрес-

сивной стадии [16]. На дифрактограммах доломит идентифицируется рефлексами 2.89, 2.19, 1.79 Å.

#### Сульфиды и сульфаты

Сульфиды представлены *пиритом*, широко распространенным в неокисленных фосфоритах месторождений Западной пустыни. Он кристаллизуется в кубической сингонии, образуя кубические и пентагондодекаэдрические (рис. 6, б, в) (реже октаэдрические) кристаллы. Он распространён преимущественно в виде сплошных масс (рис. 6, б), мелкозернистых агрегатов и желваков. Цвет на



**Рис. 4.** Дифрактограммы фосфоритов: 1 – окисленные фосфориты месторождения Абу Тартур; 2 – неокисленные фосфориты месторождения Абу Тартур; 3 – фосфориты оазиса Дахла; 4 – фосфориты Сибаия; 5 – зубы акул; 6 – фосфатные pellets фосфоритов оазиса Дахла; 7 – фосфатные pellets фосфоритов Сибаия

свежем сколе светлый, латунно-жёлтый, меняется до тёмно-жёлтого, часто с побежалостью, за счёт образования поверхностной окисной плёнки.

Микронзондовые исследования показывают, что кристаллы пирита сгруппированы вместе и

присутствуют в виде мелких кристаллов между зёрнами или на их поверхности. Пирит является индикаторным минералом, наличие которого отражает восстановительные условия образования. Постоянное присутствие и формы нахождения

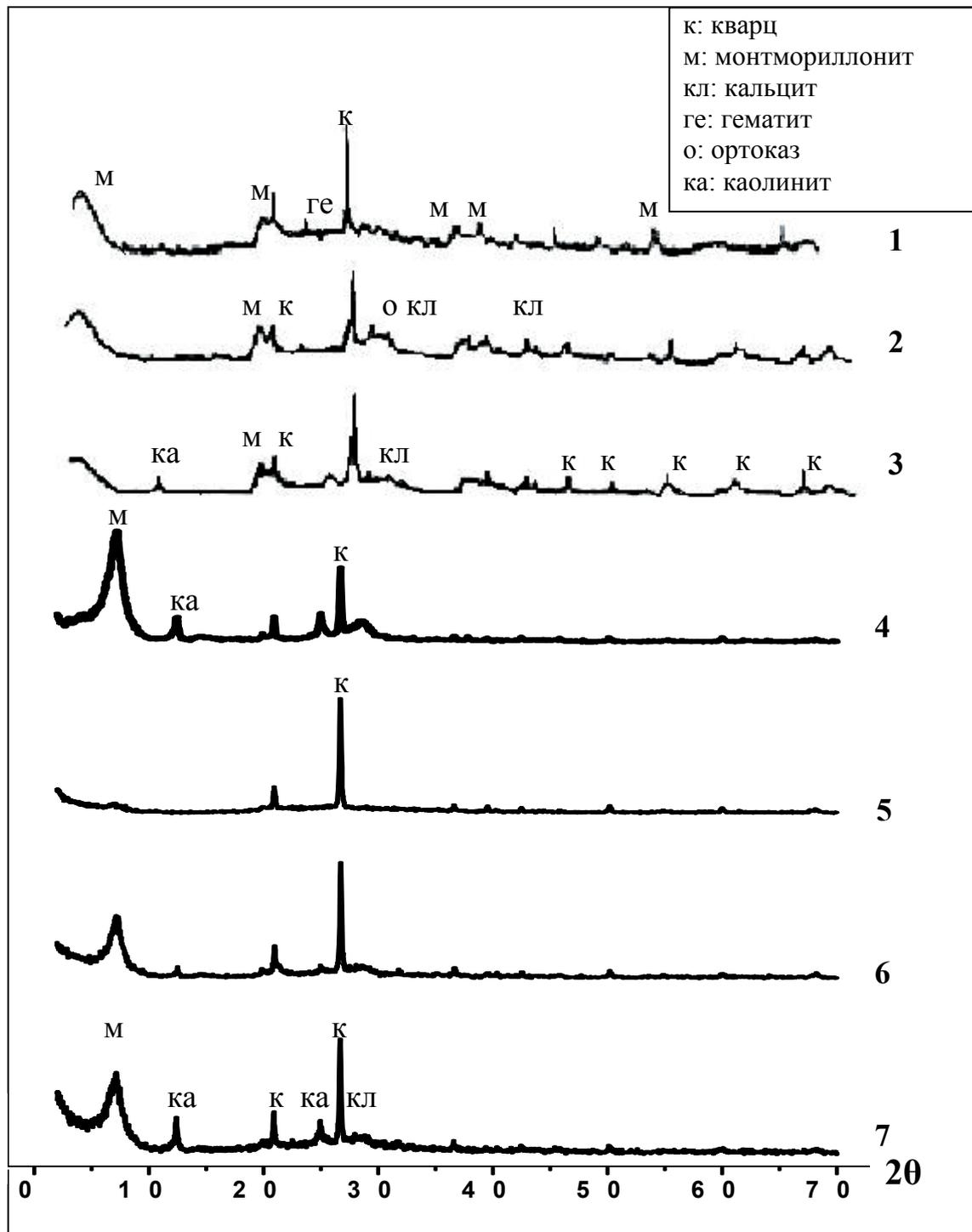
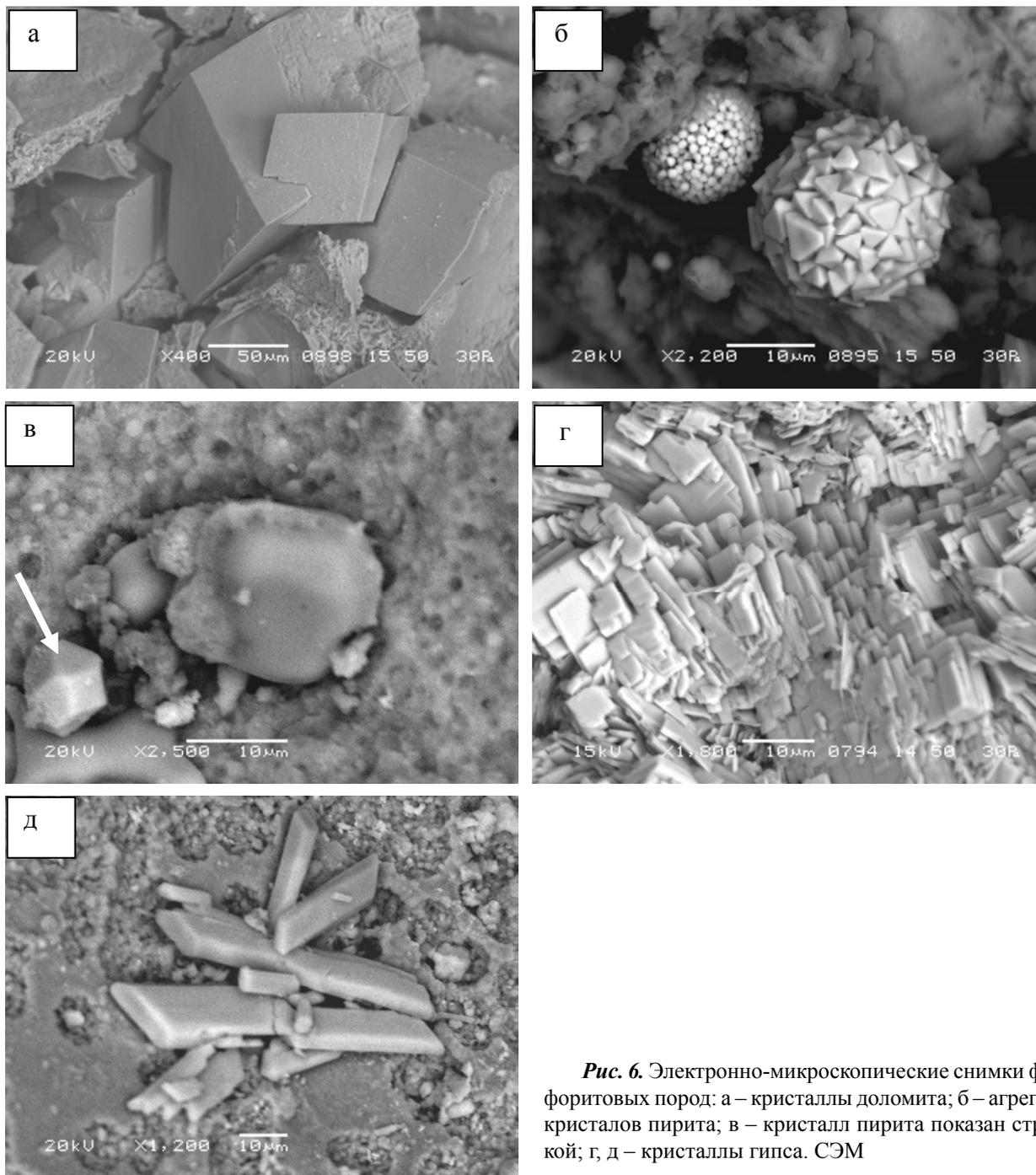


Рис. 5. Дифрактограммы глинистых пород: 1, 2, 3 – глинистые прослои месторождения Сибая; 4, 5, 6, 7 – глинистые породы месторождения Кусеир

пирита в исследованных фосфоритах свидетельствует о формировании последних в среде, слабо зараженной сероводородом [6]. В результате выветривания пирит трансформируется в другие минералы (возможно и гематит), поэтому в окисленных фосфоритах количество пирита уменьшается. На дифрактограммах идентифицируется рефлексами 1,63, 2.70, 2,42 Å с интенсивностью

соответственно 100, 85 и 65. Он самый распространенный сульфидный минерал земной коры, образуясь в осадочных породах при диагенезе осадков.

**Гипс и ангидрит.** Кристаллы гипса наблюдаются в значительном количестве во всех исследованных окисленных фосфоритах разных месторождений, а ангидрит отмечается только в



**Рис. 6.** Электронно-микроскопические снимки фосфоритовых пород: а – кристаллы доломита; б – агрегаты кристаллов пирита; в – кристалл пирита показан стрелкой; г, д – кристаллы гипса. СЭМ

неокисленных фосфоритах месторождения Абу Тартур. В результате выветривания и в поверхностных условиях ангидрит сравнительно легко гидратируется и переходит в гипс. Последний минерал встречается также в зоне окисления сульфидных минералов, особенно пирита. Кристаллы гипса таблитчатого, волокнистого и реже призматического облика. Микронзондовые исследования показывает, что в нижней части фосфоритового месторождения Абу Тартур доминируют кристал-

лы гипса таблитчатого облика, которые заполняют межзернистые поры (рис. 6, г, д).

При петрографическом изучении шлифов фосфоритов месторождения Сибайя наблюдаются хорошо выраженные волокнистые кристаллы гипса, цементирующие разные компоненты фосфатных пород. В шлифах гипс часто имеет серый цвет, а иногда, при значительном содержании железных пигментов, он приобретает красные и бурые оттенки. Этот минерал идентифицируется

на дифрактограммах по характерным рефлексам 7.65, 3.06 и 4.27 Å, а ангидрит – по рефлексам 3.50 и 2.85 Å. Присутствие гипса в породах отражает увеличение сульфата в растворе во время седиментации.

### Минералы кремнезема

Самый распространенный минерал кремнезема в изучаемых фосфоритах - кварц. К этой же группе относится волокнистый микрокристаллический халцедон.

**Кварц** регистрируется в заметном количестве в фосфоритах разных изученных месторождений. Его содержания варьируют, как по простиранию фосфоритовых слоев, так и в разрезах. Нижние фосфоритовые слои часто характеризуются высоким количеством кварца, при уменьшении его содержания в верхних частях. В фосфоритах месторождения Абу Тартур отмечаются низкие концентрации кварца (от долей процента до 2 %), в отличие от фосфоритовых пород других месторождений (до 17 %). Он представлен, как обломочными зернами с размерностью от 0.1 до 0.5 мм, так и микрокристаллами, имеющими облик гексагональной дипирамиды (рис. 7, а, б). Рентгеновские анализы зубов акул показывают на значительные содержания в их составе кварца. Петрографические исследования, в свою очередь, подтверждают замещение кварцем фосфатных минералов, входящих в состав костных остатков и зубов акул. На дифрактограммах кварц идентифицируется рефлексамми 4.26, 3.34, 1.82 Å с интенсивностью соответственно 100, 35 и 17.

**Халцедон** – микрокристаллическая модификация кварца с примесью рентгеноаморфного кремнезема. Цвет минерала зависит от примесей. В шлифах халцедон имеет сходство с гипсом, от которого отличается большим светопреломлением. В исследованных фосфоритоносных отложениях халцедон представлен желтыми, серыми до черными микрокристаллами, цементирующими разные компоненты фосфоритовых пород. Генезис халцедона нередко связан с биохимическими процессами. В результате растворения скелетных остатков кремнеземистого состава и переотложения кремнезема (в виде комочков опала), происходит перекристаллизация, с образованием халцедона.

### Глинистые минералы

Они широко распространены в меловых образованиях всех изученных месторождений, входят в состав, как глинистых слоев, приуроченных к разным частям свиты Дауи, так и фосфоритовых

пород. Как правило, глинистые минералы отличаются чрезвычайно малыми размерами (часто доли микрона), поэтому при петрографическом исследовании они трудно определяются. Точная диагностика их возможна лишь при применении электронномикроскопического, рентгеноструктурного и химического методов исследований. В отложениях свиты Дауи глинистые минералы представлены монтмориллонитом, каолинитом, глауконитом и иллитом.

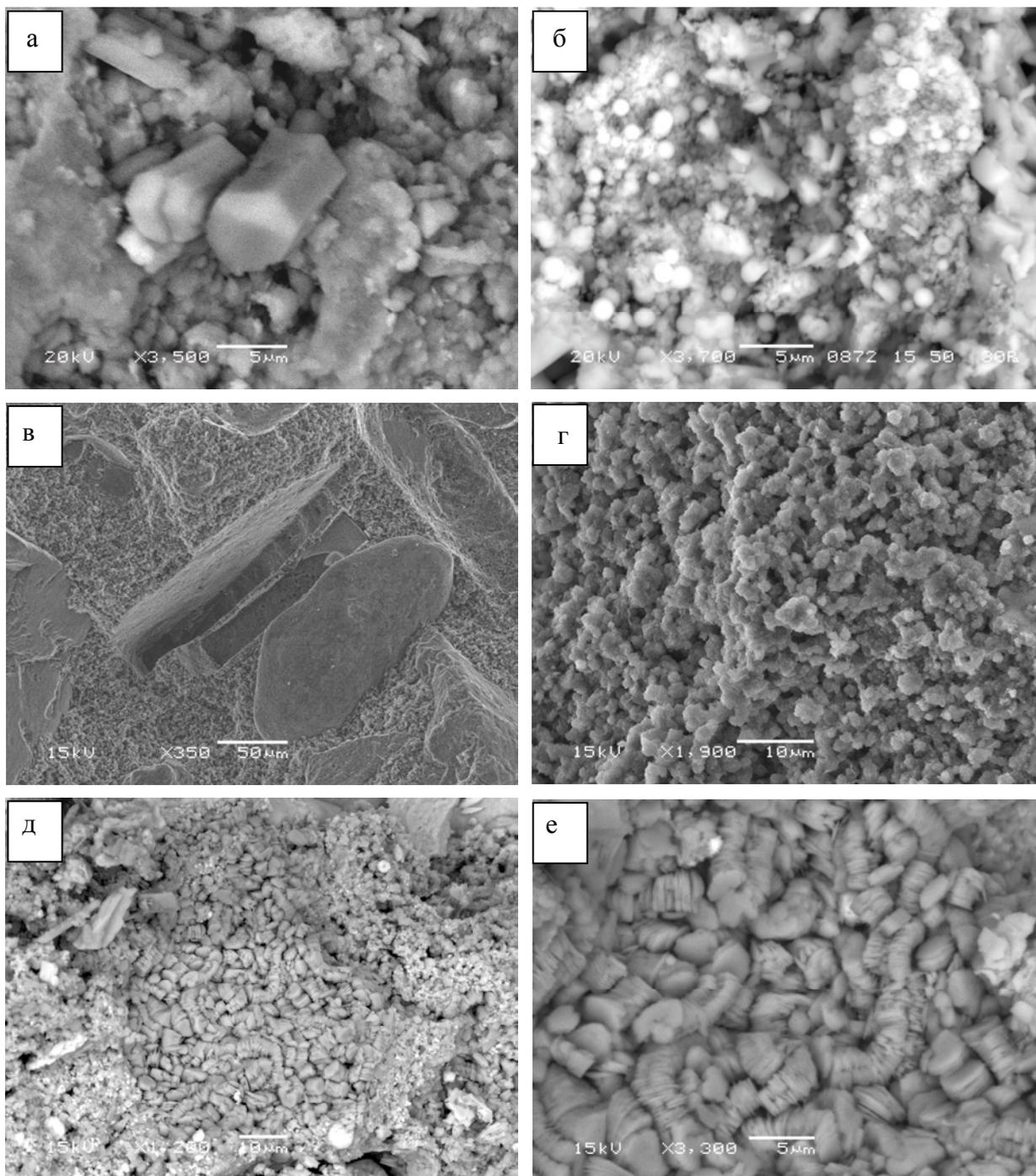
**Монтмориллонит** – самый распространенный глинистый минерал в изученных фосфоритовых и глинистых прослоях. Он цементирует зерна фосфоритовых пород (рис. 7, в, г) и определяется в фосфоритоносных породах разных месторождений, и составляет в среднем 92, 30 и 77 % объема глинистых минералов в районах Абу Тартур, Сибайя и Кусеир, соответственно [17]. Монтмориллонит наблюдается в виде скрытокристаллических, чешуйчатых или спутанно-волокнистых мелких агрегатов. В фосфоритах свиты Дауи он имеет аутигенное происхождение и характеризуется обогащением железа, особенно в районе Абу Тартур [7, 20].

В глинистых прослоях нижней части разреза горы Дауи выявляются по данным рентгеновских анализов, натриевые монтмориллониты (бентониты). Они идентифицируются по рефлексам на дифрактограммах, имеющими значения  $d = 12,6 \text{ \AA}$ , которые при насыщении препаратов глицерином увеличиваются до  $17,8 \text{ \AA}$ . Примечательно, что данный минеральный вид формируется при преобразовании вулканического материала [4, 13].

Порода представляет собой мягкую, пластичную глину, залегающую в виде протяженных пластов мощностью до 5 метров. Здесь следует отметить, что до наших исследований считалось, что данные глины отсутствуют в геологических разрезах Египта. Так что, по сути, мы являемся первыми, кто обратил внимание на их состав.

Изучение рентгеновским методом минерального состава глинистых прослоев свиты Дауи разных исследованных месторождений (рис. 5) позволило установить, что основным глинистым минералом является монтмориллонит, составляющий около 40–91 [18] и 81.5 % объема глинистых минералов в районах Абу Тартур и Сибайя соответственно.

**Каолинит** – встречается в виде землистых, тонкозернистых, мелкочешуйчатых агрегатов. Он наблюдается главным образом в рыхлых фосфоритах нижней части свиты Дауи месторождения Кусеир.



**Рис. 7.** Электронно-микроскопические снимки фосфоритовых пород: а – гексагональные кристаллы кварца; б – округлые включения кремнезема; в, г – агрегаты монтмориллонита; д, е – пластинки каолинита. СЭМ

Электронно-микроскопическое изучение фосфоритоносных пород установило наличие агрегатов каолинита, наблюдающихся в виде пластинок гексагональной формы (рис. 7, д, е). Этот минерал отмечается в незначительном количестве в фосфоритах, но он широко распространен в глинистых прослоях в месторождениях Сибайя и Кусеир, и реже в районе Абу Тартур. Каолинит идентифици-

руется на дифрактограммах рефлексами 7.14, 3.57, 2.34 Å с интенсивностью соответственно 100, 100 и 80 %. В исследуемых нами породах его содержание колеблется от 10 до 60 % общего содержания глинистых минералов.

Выделяется два типа каолинов – первичный и вторичный. Первичный (аутигенный) каолинит образуется при выветривании полевых шпатов,

особенно плагиоклазов (альбит-анортитовый ряд) [15, 19] и мусковита гранитных или риолитовых пород в условиях, характеризующихся высоким содержанием органического вещества, умеренной до высокой температурами и гумидным климатом [8]. Большое количество воды необходимо для удаления щелочных и щелочноземельных катионов. Их присутствие повышает щелочность среды, способствуя образованию других минералов: иллита, смектитов, вермикулита. Образованию каолинита способствует низкий pH с низкой концентрацией щелочных ионов [12]. Одним из решающих факторов при этом процессе является хорошая промываемость пород.

В исследованные фосфориты каолинит поступал при размыве кор выветривания и, следовательно, является вторичным. По данным электронно-микроскопического анализа этот минерал наблюдается в виде пластинок гексагональной или псевдогексагональной форм, что может свидетельствовать о близости источников сноса, поскольку не происходило измельчения кристаллов при их переносе

**Глауконит** обнаружен в незначительном количестве в изучаемых шлифах фосфоритовых образований разрезов Западной пустыни (Абу Тартур и оазис Дахла). Он встречается в форме кристаллических агрегатов, окружающих зерна фосфоритовых пород. Окраска глауконита зеленого цвета различных оттенков – от желтоватых до темно-зеленых. В результате выветривания глауконит становится бурым.

В разрезе Абу Тартур развиты глауконитовые алевропесчаные отложения, приуроченные к средней и верхней частям свиты. По физико-химическим признакам Л.И. Горбунова [2] выделила три типа глауконитов, локализующихся в бассейне в зависимости от глубины образования. К первому, относительно мелководному типу, отнесен темно-зеленый, наиболее железистый глауконит, ко второму, прибрежному – желто-зеленый, и, наконец, к третьему, относительно глубоководному – зеленовато-желтый маложелезистый глауконит. Присутствие железа в структуре глауконита позволило многим исследователям считать его минералом-индикатором окислительно-восстановительных условий седиментации. Возникновение этого минерала может идти тремя путями: 1) биохимическим, 2) в результате подводного выветривания терригенных пород, 3) путем осаждения из молекулярных и коллоидных систем. Последняя

точка зрения разделяется большинством исследователей [6, 11, 14].

А.М. Даминава [3] считает, что глауконит входит в состав морских осадков, образовавшихся в прибрежных участках, и он формируется в процессах диагенеза. Глауконитовые отложения месторождений Западной пустыни имеют высокое содержание железа, что отражает их мелководную среду образования. По рентгеновским анализам фосфоритовых пород глауконит не определяется, возможно, из-за его малого количества.

**Гидрослюда** (иллит) в небольших количествах наблюдается в прослоях глинистых пород и реже в фосфоритовых породах нижней части свиты Дауи разреза горы Дауи, и, как правило, отсутствует в фосфоритах верхней части свиты. Гидрослюда на дифрактограммах идентифицируется по слабым, широким рефлексам 10.0 и 3.33 Å. Её образование связано с выветриванием полевых шпатов и низкотемпературных вторичных слюд. И. Т. Дегенс [9] доказал, что отношение иллита к каолиниту в сланцах морского генезиса больше, чем в сланцах континентальных фаций. Гидрослюда, как глинистый минерал может указывать на морскую среду, богатую калием. Присутствие CO<sub>2</sub> благоприятно для формирования этого минерала сравнительно с другими глинистыми минералами

**Гематит** Отмечается в фосфоритовых отложениях свиты Дауи. Микронзондовые и петрографические исследования фосфоритов показывают, что желтые и красные оттенки пигментов этого минерала в значительном количестве покрывают зерна окисленных фосфоритов. Гематит в исследуемых фосфоритах образован в результате окисления сульфидных минералов, особенно пирита. Количество последнего, уменьшается в окисленных фосфоритах, а содержание гематита наоборот растёт.

#### Акцессорные минералы

Присутствуют в небольшом количестве (не более 2–4 %). Представлены они чаще всего тяжёлыми минералами, в том числе гранатами, цирконом, баритом и монацитом. Размеры зерен менее 0.5 мм, редко достигают 1 мм. Кроме того, в незначительном количестве отмечаются другие минералы, в частности полевые шпаты, гётит, сфалерит.

#### Выводы

В целом фосфатные минералы в фосфорсодержащих породах месторождений Египта пред-

ставлены карбонатфторапатитом (франколитом), фторапатитом и гидроксилapatитом (даллитом). Самым распространенным породообразующим фосфатным минералом, в рассматриваемых отложениях фосфоритов является франколит. Генезис карбонатфторапатита связан с преобразованием биологического материала, а образование фторапатита с растворенным в морской воде неорганическим фосфором.

подавляющая часть кальцита представляет собой скелетные обломки организмов. Образование доломита связано с двумя процессами. Во-первых, с преобразованием биогенного кальцита, и, во-вторых, с выпадением из морской воды в аридных обстановках.

В участках с сероводородным заражением формировался пирит. Генезис гипса и ангидрита, так же как и доломита, в основном связан с выпадением их из пересыщенных растворов в аридных морских обстановках. Наблюдаются и взаимные переходы этих минералов друг в друга в зонах гипергенеза.

Наряду с терригенным кварцем отмечается и аутигенная его разновидность, связанная с процессами фосфоритообразования. Образование халцедона проходит путем растворения кремневых скелетных остатков и последующей перекристаллизации аморфного кремнезема.

Самыми распространенными глинистыми минералами в изученных отложениях являются смектиты. Количества каолинита и иллита в целом незначительны, хотя на некоторых участках отмечаются и достаточно высокие их содержания.

нами, впервые за всю историю геологического изучения территории Египта, выявлены значительные по объему проявления бентонитов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бушинский Г. И. Фосфаты кальция фосфоритов / Г. И. Бушинский // Вопросы геологии агроруд. – М.: Изд-во АН СССР, 1956.

2. Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы / Л. И. Горбунова // Труды ИГН АН СССР. Сер.: Геология. – 1950. – № 40. – С. 114.

3. Даминова А. М. Породообразующие минералы / А. М. Даминова. – М.: Высшая школа, 1974. – 205 с.

4. Жабин А. В. Эволюция ассоциаций глинистых минералов в фанерозойских (донеогеновых) отложениях воронежской антеклизы: автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. В. Жабин. – Воронеж, 2007. – 24 с.

5. Казаков А. В. Химическая природа фосфатного вещества фосфоритов и их генезис / А. В. Казаков // Тр. НИУИФ. – 1937. – Вып. 139. – С. 74.

6. Карпова М. И. Состав и генезис мезозойских фосфоритов востока Русской платформы / М. И. Карпова. – М.: Наука, 1982. – 128 с.

7. Champertier Y. L'Environment margino-littoral et la valorization des substances unitels / Y. L'. Champertier // Bull. Soc. Geol. France. – 1977. – № 19. – P. 299–305.

8. Clay mineralogical variations in the Paleocene of the Williston Basin / E.S. Belt [et al.] // SEPM. – Annual Mid-Year Meeting, Boulder. – Colorado, 1985. – № 2. – P. 10.

9. Degens E. T. Environmental studies of Carboniferous sediments / E. T. Degens, E. G. Williams, M. L. Keith // Geochemical criteria for differentiating marine from freshwater shales. – Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1957. – V. 41. – № 11. – P. 2427–2455.

10. Different aspects of phosphorite weathering / J. Lucas, [et al.] // Marine phosphorites. SEPM, Spec. Publ. – 1980. – № 29. – P. 41–51.

11. Eslinger E. Clay Minerals for Petroleum Geologists and Engineers / E. Eslinger, D. Pevear // Society Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course. – 1988. – № 22. – P. 211.

12. Faure G. Principles and Applications of Geochemistry / G. Faure // Prentice Hall. (2<sup>nd</sup> ed.) – 1998. – 316 p.

13. Grim R. E. Bentonites / R.E. Grim, N.Guven // Geology, Mineralogy Properties, and Uses. – Elsevier. – Developments in Sedimentology. – 1978. – № 24. – P. 256.

14. Keller E. A. Introduction to environmental Geology / E. A. Keller. – Singapore, 2004. – 672 p.

15. McClellan G. H. Mineralogy of sedimentary apatites / G. H. McClellan, S. J. Van Kauwenbergh // Phosphorite Research and Development. Geological Society Special Publication. – 1990. – № 52. – P. 23–31.

16. Rifai I. R. Authigenic dolomite cementation in the Upper Cretaceous Phosphate Formation, Western Desert, Egypt / I. R. Rifai, M. N. Shaban // Sedimentary geology. – 2007. – № 202. – P. 702–709.

17. Sediek K. N. Sedimentological and technical studies on the montmorillonitic clays of Abu Tartur plateau, Western desert, Egypt / K. N. Sediek, A. M. Amer // Physico-chemical Problems of Mineral Processing. – 2007. – № 41. – P. 89–99.

18. Sharafeldine A. A. Some geological aspects of the Egyptian phosphorites / A. A. Sharafeldine. – Egypt, 1999. – 293 p.

19. Veldê B. Clay minerals / B.Veldê // A physico-chemical explanation of their occurrence. – Elsevier, – 1985. – 427 p.

20. Wassef A. S. On the results of geological investigations and ore reserves calculation of Abu Tartur phosphorite deposits / A. S. Wassef // Annals Geol. Survey Egypt. – № 7. – 1977. – P. 2–60.

*Минералогические особенности фосфоритовых пород Египта*

*Воронежский государственный университет  
М. В. Абдель Мухни, аспирант кафедры исторической геологии и палеонтологии  
m\_wageeh@yahoo.com и mwageeh1@gmail.com  
Тел. 8-951-861-58-15*

*Voronezh State University  
M. W. Abd el-Moghny, student Ph.D. of Department of Historical Geology and Paleontology  
m\_wageeh@yahoo.com and mwageeh1@gmail.com  
Tel. 8-951-861-58-15*

*А. В. Жабин, доцент кафедры общей геологии и геодинамики, кандидат геолого-минералогических наук  
zhabin@vsu.ru  
Тел. 8 (473) 220-86-34*

*A. V. Zhabin, Associated professor of faculty Geodynamics and Geological processes, Candidate of Geology-Mineralogical science  
zhabin@vsu.ru  
Tel. 8 (473) 220-86-34*