

УДК 550.42:553.3/.9+553.64

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) И ГЕНЕЗИС КАРБОНАТОВ ФОСФОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МАЛОГО КАРАТАУ (КАЗАХСТАН)

© 2020 г. В. Н. Кулешов^{a, *}, А. Ф. Георгиевский^{b, **}, В. М. Бугина^{b, ***}

^aГеологический институт РАН, Пыжевский переулок, 7, Москва, 119017 Россия

^bИнженерная академия, Российский университет дружбы народов,
ул. Орджоникидзе, 3, Москва, 115923 Россия

*e-mail: vnkuleshov@mail.ru

**e-mail: geo.gaf@yandex.ru

***e-mail: vika13718@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.01.2018 г.

После доработки 13.03.2019 г.

Принята к публикации 30.10.2019 г.

Изучены особенности строения и изотопный состав углерода и кислорода различных литологических типов пород месторождений Каратауского фосфоритового бассейна (Казахстан): богатые и бедные фосфориты; неизменные и преобразованные доломиты (с фосфатом и без) вмещающей фосфориты чулактауской свиты (горизонт “нижних” доломитов, Fe–Mn-горизонт); доломиты подстилающих и перекрывающих пород малокаройской, джанатаской серий и шабактинской свиты; карбонатизированные сланцы, песчаники, а также вторичный кальцит. Карбонатное вещество пород изученных месторождений неоднородно по составу и характеризуется широким диапазоном вариаций величин $\delta^{13}\text{C}$ (от -7.6 до 1.6‰ , PDB) и $\delta^{18}\text{O}$ (от 15.4 до 27.0‰ , SMOW). Полученные результаты позволяют считать, что фосфориты и вмещающие породы претерпели интенсивные постседиментационные преобразования. Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) карбонатного вещества пород кремнистого и продуктивного (фосфоритового) горизонтов, а также, в значительной степени, железо-марганцевого горизонта чулактауской свиты не является первичным и обусловлен присутствием карбонатов наложенных (вторичных) генераций, образовавшихся в позднем диагенезе или катагенезе. В связи с этим данные по изотопному составу углерода, полученные для пород изученных месторождений Каратау, не могут быть использованы для хемостратиграфических построений.

Ключевые слова: фосфориты, изотопный состав, углерод, кислород, Каратау, Казахстан.

DOI: 10.31857/S0024497X20020032

Осадочный фосфогенез происходил на протяжении всей истории геологического развития литосферы, начиная с раннего докембрия и до современности. Однако накопление промышленно значимых фосфатных пород было эпизодическим. Выделяется ряд эпох фосфоритонакопления, среди которых по масштабу запасов фосфоритов и качеству руд особое место занимает венд-кембрийская (эдиакарская), во время которой фосфоритонакопление происходило практически на всех континентах земного шара (страны Южной Америки, Центральной Африки, Центральной и Юго-Восточной Азии и Австралии) [Бушинский, 1966; Ильин, 1990, 2008; Холодов, 1997; Школьник и др., 1999; Яншин, Жарков, 1986]. С этой эпохой связано формирование также и месторождений фосфоритов Каратауского бассейна (хр. Малый Каратау, Казахстан).

Каратауский фосфоритоносный бассейн юго-западного Казахстана является одним из крупнейших в мире, он расположен в пределах хребта Малый Каратау и занимает площадь около 2.5 тыс. км² в Джамбульской и Чимкентской административных областях региона. Здесь выявлено 45 месторождений и фосфатопроявлений, крупнейшими из которых являются Чулактау, Аксай, Кокжон, Джанатас, Учбас, Гимельфарбское, Тьесай. Общие запасы и прогнозные ресурсы фосфоритов Каратауского бассейна оцениваются в 3.5 млрд т P_2O_5 (15 млрд т руды), в том числе разведанные (на 1 января 1984 г.) – 562 млн т P_2O_5 (2255 млн т руды) [Горная ..., 1986].

С момента первых находок и открытия залежей фосфоритов (1937–1938 гг.) геология месторождений и вещественный (минеральный и химический) состав руд были детально изучены и

освещены в многочисленных работах советских исследователей конца прошлого столетия (классические работы С.Г. Анкиновича, П.Л. Безрукова, В.З. Блискового, Б.М. Гиммельфарба, Э.А. Еганова, Б.М. Келлера, А.С. Соколова, А.И. Смирнова, А.Г. Трухачевой, А.М. Тушиной, В.Н. Холодова и многих других отечественных геологов). Были выявлены основные закономерности и особенности образования и строения фосфатного вещества как на макро-, так и на микроуровне (в том числе с использованием сканирующего электронного микроскопа [Школьник и др., 1999; Литвинова, 2007]).

Планомерных исследований изотопного состава в карбонатном веществе фосфоритов и в карбонатных породах месторождений Каратауского бассейна до сих пор проведено не было. Имеющиеся литературные данные по этому району крайне незначительны и касаются только изотопного состава углерода [Краснов и др., 1978; Ильин и др., 2004; Meert et al., 2011]. Сведения об изотопном составе кислорода в упомянутых работах отсутствуют.

Для восполнения этого пробела нами было проведено изучение изотопного состава углерода и кислорода ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) в карбонатном веществе разных типов фосфоритов и вмещающих их карбонатных пород (доломиты, мраморы). Мы полагали, что полученные изотопные данные позволят получить дополнительную информацию как о первичных условиях образования фосфоритов и вмещающих отложений, так и о процессах вторичного изменения и минерального новообразования на постраниагенетической стадии литогенеза.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ И ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЛАГАЮЩИХ ЕГО ПОРОД

Геологическое строение Малого Каратау (Казахстан) довольно хорошо изучено и детально описано во многих работах [Безруков, 1954; Анкинович, 1961; Гиммельфарб, 1965; Бушинский, 1966; Смирнов, 1972; Холодов, 1973; Еганов, Советов, 1979; Еганов, 1983; Соколов и др., 1987 и др.].

В тектоническом отношении фосфоритовый бассейн Малого Каратау входит в состав Талассо-Каратауской байкальско-каледонской структурно-формационной зоны и приурочен к узкому прогибу, протягивающемуся на 120 км в северо-западном направлении при ширине 20–30 км. Структура его в основном блоковая, обусловленная развитием вертикальных и горизонтальных разноранговых разрывных смещений продольного и поперечного плана. Прогиб заполнен отложениями верхнего рифея–нижнего палеозоя

(рис. 1), которые смяты в сложные складки; пласты залегают преимущественно под углами 30° – 60° , местами вертикально.

Месторождения фосфоритов приурочены только к породам нижнего кембрия (томмотский ярус) – к фосфоритонесущей чулактауской свите; ее средняя мощность составляет около 60 м [Миссаржевский, Мамбетов, 1981].

Разрез и взаимоотношения чулактауской свиты с вмещающими отложениями детально изучались многими исследователями [Гиммельфарб, Соколов, 1954; Безруков, 1954; Гиммельфарб, 1950, 1965; Анкинович, 1961; Келлер, Покровская, 1965; Гиммельфарб, Тушина, 1969; Табалдиев и др., 1970; Джумалиев и др. 1976; Королев, Максумова, 1976; Еганов, 1983; Еганов, Советов, 1979; Миссаржевский, Мамбетов, 1981; Сагунов, Ткачев, 1975; Табылдиев, Чербянова, 1976; Ергалиев и др., 1986; Сергеев, Огурцова, 1989; Смирнов, 1972; Тушина, 1973; Холодов, 1973; Соколов и др., 1987; Сергеев 2003 и др.]. По их данным, свита согласно перекрывается толщей кембрийско-ордовикских доломитов и известняков шабактинской свиты тамдинской серии и с угловым несогласием, либо с размывом залегают на разных стратиграфических уровнях подстилающих рифей-вендских комплексов. К последним относятся карбонатно-терригенные отложения кыршыбактинской свиты (V), моласса и чичканская свита малокаройской серии (R_3 –V), а также джанатаская серия (R_3) существенно известнякового состава.

Разрез чулактауской свиты имеет характерное строение, типичное для всех месторождений фосфоритов каратауского бассейна. В его основании залегает горизонт “нижних доломитов”, который рядом авторов выделяется в качестве самостоятельного беркутинского уровня. Далее разрез наращивают кремневый продуктивный (фосфоритовый) и железо-марганцевый горизонты. Наиболее важные характеристики отражены в их названиях и всесторонне рассмотрены в основополагающих работах [Безруков, 1954; Бродская, Холодов, 1965; Гиммельфарб, Соколов, 1954; Гиммельфарб, Тушина, 1969; Еганов, Советов, 1979; Сагунов, Чербянова, 1991; Смирнов, Тушина, 1962; Табылдиев, 1966; Табылдиев и др., 1970; Табылдиев, Чербянова, 1976; Тушина, 1973; Тушина и др., 1969; Холодов, 1970, 1972; Холодов, Корякин, 1960; Чербянова, 1977].

Горизонт *нижних доломитов* прослеживается на значительной площади и имеет мощность до 20–25 м (при средней 6–8 м). Его основание представлено неравномерным чередованием доломитов и песчаников; содержание последних вверх по разрезу сокращается. В целом горизонт сложен монотонными неравномерно-зернистыми доломитами серой окраски и массивного сло-

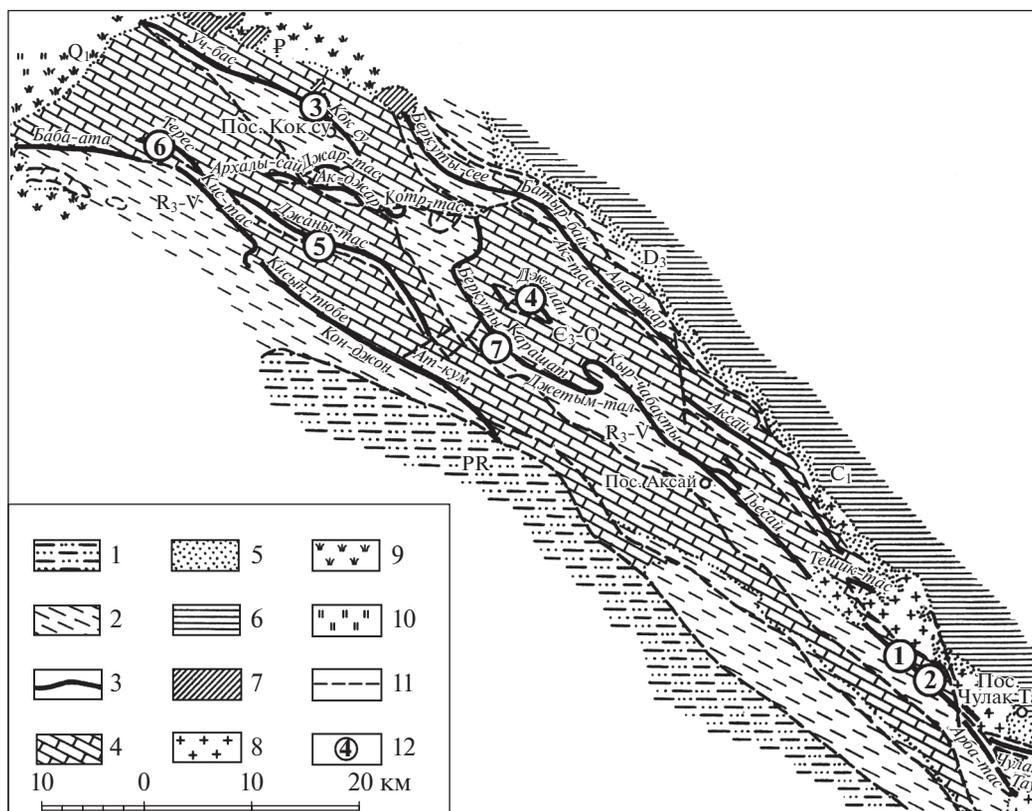


Рис. 1. Обзорная карта фосфоритоносного бассейна хребта Малый Каратау (по [Бушинский, 1966] с изменениями). 1 – протерозойский комплекс нерасчлененный (PR): филлиты, кварцево-серицит-хлоритовые сланцы; 2 – малокаройская серия (R_3-V): полимиктовые, аркозовые песчаники, туфогенные породы, силициты, аргиллиты; 3 – нижний кембрий (томмотский ярус), чулактауская свита: “нижний” доломитовый, кремневый, продуктивный (фосфоритовый) и Fe–Mn-горизонты; 4 – нижний кембрий–ордовик (E_1-O), тамдинская серия: доломиты, доломитизированные известняки, известняки; 5 – верхний девон (D_3): конгломераты, аркозовые песчаники; 6 – нижний карбон (C_1): известняки, песчаники; 7 – палеоген (P): известковистые песчаники, глины; 8 – каледонские граниты; 9, 10 – четвертичные отложения: 9 – глины, известняки (Q_1), 10 – пески, супеси, галечники (Q_2); 11 – тектонические разрывы, взбросы, надвиги, сдвиги, сбросы; 12 – места отбора проб (проявления и месторождения: 1 – р. Коктал, 2 – Насынкуль, 3 – Коксу, 4 – Джилан, 5 – Джанатас, 6 – Герес, 7 – Карашат).

жения. В основании разреза они песчанистые, часто брекчированы. Песчаники полимиктовые, сложены, главным образом, кварцем и обломками основных и средних эффузивов.

В верхней части горизонта отмечаются линзовидные выделения кремней и линзочки фосфата. В отдельных интервалах, несмотря на высокую степень перекристаллизации, породы сохраняют как неясные, так и четкие текстурные рисунки строматолитовых построек (лучше выражены макроскопически, чем в шлифах).

Выше со стратиграфическим перерывом залегают отложения *кремнистого* (или *кремневого*) горизонта, представленные массивными и плитчатыми черными, реже светло-серыми силицитными монолитными, с раковинным изломом; часто они представлены окремненными породами с реликтами спикул губок. Для них типичны линзовидные и полосчатые текстуры, особенно характерные для верхней части разреза, где среди кремней

появляются тонкие слои сланцев и фосфоритов. Мощность горизонта непостоянная, меняется в широких пределах – от первых метров до 25 м.

Продуктивный (или фосфоритовый) горизонт без очевидного перерыва перекрывает нижележащие силициты. В его составе выделяются три пачки: нижняя фосфоритовая, средняя фосфатно-сланцевая и верхняя фосфоритовая. Нижняя пачка представлена в основном фосфоритовыми слоями с подчиненным количеством прослоев серицитово-кремнистых сланцев. В средней, фосфатно-сланцевой пачке – среди сланцев незначительно развиты фосфатные и фтанитовые слои. Верхняя фосфоритовая пачка сложена, главным образом, обломочными фосфатными породами. Две нижние пачки в пределах юго-восточной части бассейна полностью выпадают из разреза. Общая мощность продуктивного горизонта достигает 45–50 м.

Фосфориты продуктивного горизонта в основном оолитово-микрозернистые. Их подробное описание приводится во многих публикациях [Мэнь Сян-Хуа, 1959; Грухачева, 1962; Смирнов, Тушина, 1962; Тушина, 1964; Гиммельфарб, Тушина, 1966; Чербянова, 1973; Смирнов, 1972, 1975; Блисковский, 1983; Холодов, Пауль, 1993, 1995]. Макроскопически чаще всего это неравномерно-коричневые кремнеподобные породы с однородным “афанитовым” строением и параллелепипедальной отдельностью, микрозернистая структура у которых определяется только в шлифах. Установлено, что они сложены в основном в разной степени перемытыми, нередко плотно сгруппированными фосфатными зернами (0.07–0.2 мм) и их обломками. Помимо них, в большом количестве присутствуют аналогичного или близкого размера оолиты простого и сложного строения. В их центрах часто присутствуют угловатые кварцевые или полевошпатовые песчинки.

Кроме фосфатных зерен, важным структурным элементом каратауских фосфоритов служит их цемент. В зависимости от его состава и количества выделяются глинисто-кремнистые, доломитовые и мономинеральные фосфориты [Гиммельфарб, Тушина, 1966; Гиммельфарб и др., 1969].

Карбонатность фосфоритов связана, главным образом, с развитием доломита. Последний распространён неравномерно и представлен несколькими генерациями. В основной своей массе он вторичный, неоднократно перекристаллизованный до состояния крупнокристаллических агрегатов. Обычно среди зерен фосфата такие выделения формируют коррозионные цементы, а также образуют прожилки. Значительно реже присутствует доломит, который несет признаки седиментационного или седиментационно-диагенетического генезиса. В этих редких случаях он наблюдается в фосфатных зернах в виде дисперсной “сыпи”, либо образует среди них разрозненные микритовые сгустки, возможно, копролитового происхождения. Важно подчеркнуть, что в качестве цемента такой доломит развит только в прослоях, густо пигментированных глубоко преобразованным углеродисто-битумным веществом. Последнее, вероятно, “тормозит” его постседиментационную раскристаллизацию.

Силицитовые и сланцевые отложения продуктивного горизонта связаны взаимными переходами и, в основном, отличаются соотношением криптозернистого кварц-халцедонового и углеродисто-глинистого вещества. Помимо этого, в них могут присутствовать спикулы губок, линзочки и зернышки фосфата, листочки слюд, а также рассеянный терригенный алевритовый материал.

На минеральный состав фосфоритов существенно влияют вторичные процессы: наложенная доломитизация, окремнение, кальцитизация,

развитые в виде прожилков, пятен и крупных перекристаллизованных участков породы.

Наиболее интенсивные изменения фосфоритов проявлены на юге Каратауского бассейна, где в зону контактового воздействия гранитных интрузий попали Чулактауское месторождение и проявление Насынкуль. Здесь активно развивается тальковая, кальцитовая и тремолитовая минерализация, а фосфатное вещество представлено апатитом.

Дайки девонских (?) диабазов практически не оказали влияния на вмещающие отложения и фосфориты. Последние даже в зоне экзоконтакта сохраняют свои первичные структурно-текстурные особенности; лишь местами отмечаются прожилки кальцит-доломитового состава.

Все вышеотмеченные петрографические характеристики фосфоритов определяют их технологические свойства и, следовательно, лежат в основе принятой для месторождений хребта Каратау классификации промышленных типов руд, с подразделением их на субмономинеральные, карбонатные, пелитоморфно-кремнистые, кремнисто-сланцевые, метаморфизованные [Гиммельфарб, Тушина, 1966; Гиммельфарб и др., 1969].

Выше залегает *марганцево-железистый горизонт*, сложенный строматолитовыми доломитами и доломитизированными известняками, которые включают марганцевые и железистые карбонаты с тонкими прослоями фосфоритов и кремней. Доломиты представлены целыми и разрушенными столбчатыми и пластовыми постройками, неравномерно замещенными минералами оксидов и гидроксидов кремния, железа и марганца.

Кровля горизонта сложена песчаниками. Песчаники кварцевые и полимиктовые. Последние состоят из обломков калиевых полевых шпатов, плагиоклаза, кварца, микрокварцитов, основных и средних эффузивов. Местами отмечаются прослой доломитов.

Породы *шабактинской свиты* согласно перекрывают фосфоритоносные отложения чулактауской свиты. Они представлены мощной толщей доломитов и доломитизированных известняков. В строении свиты также выделяется три пачки, толщина которых значительно меняется по площади. Общая мощность достигает 2000 м.

В юго-восточной части (р. Аксумбе и месторождение Герес), где развиты интрузии каледонских гранитоидов, отложения свиты в зоне контактового метаморфизма преобразованы в кальцит-доломитовые грубозернистые мраморы и тремолит-тальк-карбонатные породы.

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Нами был собран и изучен каменный материал из обнажений и разведочных канав разных месторождений. Всего отобрано 72 пробы по 10 опорным разрезам, которые охватывают территорию от месторождения Насынкуль на юго-востоке до месторождения Герес на северо-западе Каратауского бассейна (см. рис. 1).

Аналитические методы

Проведено детальное описание шлифов с использованием поляризационного микроскопа ПОЛАМ Л-213М. Также был изучен изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах и карбонатной составляющей фосфоритов, силицитов и песчаников. Изотопные измерения проводились в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН.

Для разложения проб карбонатов и стандартов (КН-2, С-О-1 и NBS-19) использовалась ортофосфорная кислота (H_3PO_4) при температуре 50°C . Определения изотопного состава углерода и кислорода проводились с помощью комплекса аппаратуры корпорации Thermoelectron, включающего масс-спектрометр Delta V Advantage и установку Gas-Bench-II. Значения $\delta^{13}\text{C}$ приводятся в промилле (‰) относительно стандарта V-PDB, значения $\delta^{18}\text{O}$ – в промилле относительно стандарта V-SMOW. Воспроизводимость определений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ находится в пределах ± 0.2 и ± 0.1 ‰ соответственно.

Результаты изотопных измерений и петрографическое описание изученных пород приведены в таблице 1.

Краткая характеристика пород

Изученная коллекция представлена различными типами пород, которые по минеральному составу и литологическим особенностям для наших целей были подразделены на следующие группы (литотипы).

Фосфориты богатые ($\text{P}_2\text{O}_5 \geq 20\%$). Эта группа представлена породами продуктивного (фосфоритового) горизонта чулактауской свиты разных месторождений (Коксу, Герес, Джанатас). Фосфориты микрозернистые, кремнистые, с терригенной примесью (2–3%). Представляют собой породу, в которой перемытые гравийно-псаммитовые фосфатные частицы (микроконкреции, зерна, оолиты, различные их обломки) плотно сгруппированы и заключены в слабо раскристаллизованный халцедоновый либо фосфатный матрикс (рис. 2а–з). На начальной стадии постседиментационного (и постраниадагенетического) преобразования (в позднем диагенезе–катагенезе) по-

рода участками испытала вторичную доломитизацию, которая проявилась в виде пятнистого цемента и прожилков. Цемент сложен доломитом от мелко- до крупнозернистого, с пойкилитовым строением (см. рис. 2е); характерны мелкие каверны гипергенного выщелачивания. Отмечаются также каймы обрастания окатанных обломков (зерен) фосфоритов вторичным фосфатом (см. рис. 2в, г, ж, з).

Фосфориты бедные (или фосфатсодержащие породы) ($10\% \leq \text{P}_2\text{O}_5 \leq 20$). Группа включает породы двух стратиграфических уровней: фосфатно-сланцевого горизонта чулактауской свиты и строматолитового горизонта чичканской свиты. Первая из них (чулактауская) представлена образцами из месторождений Коксу, Герес и Джанатас, вторая – из месторождения Герес.

Фосфориты чулактауской свиты, как и в предыдущей группе, сложены различными перемытыми фосфатными частицами. Однако последние не играют ведущей роли в строении породы, поскольку чаще всего заключены в доломитовый базальный цемент разной степени кристалличности (рис. 3а, б). При этом на одних участках цемент слабо перекристаллизован (тонко-мелкозернистый) на постседиментационных стадиях преобразования (в позднем диагенезе–катагенезе) и сохраняет признаки исходного матрикса. В других местах он, напротив, отчетливо вторичный, крупнозернистый (~1 мм), с отчетливо выраженными коррозионными взаимоотношениями с зернами фосфата, включая развитие между ними пойкилитовых структур. В отдельных случаях в породах отмечаются прожилки кальцита.

Фосфорит чичканской свиты строматолитов малокаройской серии – слойковый, доломитово-кремнистый, с реликтовыми структурами фосфатизированных и окремненных бактериально-водородослевых матов. Доломит, разделяющий фосфатные слои, микро-тонкозернистый.

Доломит с фосфатом ($\text{P}_2\text{O}_5 < 10\%$). Группа включает породы трех стратиграфических уровней: Fe–Mn-горизонта, нижних доломитов чулактауской свиты и горизонта чичканских строматолитовых доломитов малокаройской серии (см. таблицу). Доломит неравномерно перекристаллизованный, в основном мелко-среднезернистый (см. рис. 3в, г), гнездами крупнозернистый, включает рассеянные зерна фосфата (1–2.5% P_2O_5) и доломитовые прожилки. В прожилках, развитых в “нижних доломитах”, присутствуют микрокристаллики пирита. В чичканской свите доломит водородослевый, слабо перекристаллизованный (микро-тонкозернистый), фосфатсодержащий (1–6.0% P_2O_5), со сгустково-комковатым строением. Биоморфная текстура породы подчеркивается наложенной афанитовой фосфа-

Таблица 1. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах месторождения фосфоритов Малого Каратау (Казахстан)

№ обр.	Литологическая характеристика пород	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
Шабактинская свита			
<i>р. Коктал</i>			
1-88	Мраморизованный доломит (?), крупнозернистый	0.2	23.9
2-88	Мраморизованный доломит (?), грубозернистый, с рассеянными чешуйками тремолита	0	24.4
4-88	Доломит водорослевый, преимущественно мелко- и тонкозернистый, с реликтовыми участками микрозернистой структуры, с прожилками среднезернистого доломита	-1.3	23.8
4а-88	Брекчированная доломитовая порода (доломит средне-мелкозернистый), с прожилками и гнездами кальцита	-2.2	24.3
5-88	Доломит-кальцитовый мрамор, грубозернистый, с отчетливо выраженными двойниками скольжения в карбонатных зернах	-0.8	22.2
6-88	Доломит перекристаллизованный, преимущественно мелко-среднезернистый, известковистый, с реликтовой водорослевой структурой; присутствуют мелкие скопления серпентина (?) и включения крупнозернистого кальцита	-0.9	24.1
7-88	Мраморизованный доломит, крупнозернистый, с микрizonaми тектонического дробления брекчиевидной текстуры, вдоль которых развивается кальцит с характерными двойниками скольжения	-1.8	20.5
8-88	Доломит перекристаллизованный, такой же, как в обр. 6-88, но с более высоким содержанием серпентина (?)	-1.7	25.4
<i>Проявление Насынкуль</i>			
9-88	Кальцит-доломитовый мрамор (доломит грубозернистый, со значительной примесью кальцита)	-0.3	22.8
11-88	Тальк-доломит-кальцитовая порода (кальцит средне-крупнозернистый, включает реликты доломита микрозернистого)	-3.4	19.9
12-88	Доломит с включениями тремолита и гнездами кальцита (доломит мелко-среднезернистый, кальцит крупнозернистый)	-2.3	25.0
13-88	Кальцит-слюдисто-тальк-доломитовая порода (доломит средне-мелкозернистый, кальцит образует гнезда и прожилки)	-3.3	20.6
14-88	Доломит перекристаллизованный, средне-крупнозернистый	-2.0	18.5
15-88	Доломит перекристаллизованный, средне-крупнозернистый	-2.9	18.4
16-88	Сланцеватая тальк-слюдисто-карбонатная порода с доломитовыми обломками (2–3 мм), частично сохранившими микрозернистую структуру (доломит средне-крупнозернистый, со следами сдавливания в виде сплюснутых зерен и двойниками скольжения)	-4.0	19.8
18-88	Доломитовая порода, перекристаллизованная (крупнозернистая), с примесью талька	-1.1	21.3

Таблица 1. Продолжение

№ обр.	Литологическая характеристика пород	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
Чулактауская свита			
<i>Кровля Fe–Mn-горизонта, месторождение Джилан</i>			
24-88	Песчаник мелко-тонкозернистый, кварцевый, с фосфатными оолитами, зернами и ламинами фосфатизированных водорослевых матов (8.5% P_2O_5). Цемент поровый, доломитово-кремнистый (доломит ромбоэдрический, структура от тонко- до среднезернистой)	1.1	25.3
<i>Кровля Fe–Mn-горизонта, месторождение Коксу</i>			
32-88	Песчаник субаркозовый, плохо отсортированный, с конформным уплотнением зерен и поровым доломитовым цементом (доломит средне-крупнозернистый, образует прерывистые ветвистые прожилки между обломочными зернами)	–0.1	26.3
33-88	Песчаник субаркозовый, такой же, как 32-88	1.6	26.0
<i>Fe–Mn-горизонт, проявление Насынкуль</i>			
17-88	Доломит строматолитовый, перекристаллизованный, со следами выщелачивания; включает реликты доломита мелко-среднезернистого, участками перекристаллизованного (мелко-среднезернистого), и многочисленные крупные ромбоэдрические (?) кристаллы доломита катагенетической стадии перекристаллизации (?)	–1.2	23.2
<i>Fe–Mn-горизонт, месторождение Джилан</i>			
21-88	Карбонатная порода, интенсивно окремненная, с реликтами ожелезненных онкоидно-строматолитовых построек (размерность зерен реликтового доломита варьирует от мелких ромбоэдров до крупных ксеноморфных зерен)	–1.4	26.8
22а-88	Доломитовая строматолитовая порода, частично замещенная гидроксидами Fe, Mn, Si (доломит перекристаллизованный, мелко-среднезернистый)	–1.4	25.8
22б-88	Доломитовая строматолитовая порода с интенсивным развитием гидроксидов Fe и Mn	–1.1	27.0
22с-88	Доломит обломочный, состоящий из мелких обломков разрушенных и перекристаллизованных строматолитовых построек; обломки окатаны и в разной степени замещены гидроксидами Fe–Mn; цемент базальный, доломитовый (ромбоэдрический)	–3.0	26.2
23-88	Доломитовая пластовая строматолитовая постройка, интенсивно перекристаллизованная, с реликтовой ламинационной структурой, в которой отдельные ламины, замещены гидроксидами Fe и Mn (доломит средне-мелкозернистый)	–1.0	27.0
<i>Fe–Mn-горизонт, р. Карауат</i>			
47-88	Доломит строматолитовый, такой же, как 23-88	–1.4	26.0
48-88	Доломит строматолитовый, такой же, как 23-88 и 47-88	–4.6	19.6

Таблица 1. Продолжение

№ обр.	Литологическая характеристика пород	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
<i>Fe–Mn-горизонт, месторождение Джилан</i>			
64-88	Доломит обломочный, такой же, как 22с-88; присутствует рассеянный песчаный материал	–2.9	25.9
65-88	Доломитовая строматолитовая порода, частично замещенная гидроксидами Fe и Mn (доломит перекристаллизованный, мелко-среднезернистый)	–3.4	23.9
66-88	Доломитовая строматолитовая порода, более интенсивно перекристаллизованная по сравнению с 66-88, в значительной степени замещена гидроксидами Fe и Mn; присутствует вторичный кварц	–4.9	18.9
<i>Фосфатно-сланцевый продуктивный горизонт, месторождение Жанатас</i>			
26-88	Фосфорит (13.5% P_2O_5) доломитовый, микрозернистый, состоящий из мелких (0.1–0.15 мм), слабо перемытых фосфатных зернышек; цемент доломитовый базальный (доломит тонко- и мелкозернистый, слабо перекристаллизованный), пятнами – вторичный кремнистый	–6.7	25.2
<i>Фосфатно-сланцевый продуктивный горизонт, месторождение Коксу</i>			
27-88	Фосфорит доломитовый, микрозернистый, такой же, как 26-88; цемент доломитовый (без примеси кремнистого вещества) перекристаллизованный, в отдельных участках до средне- и крупнозернистого, с двойниками скольжения	–2.1	21.9
28-88	Фосфорит (19.0% P_2O_5) доломитовый, брекчиевидный, состоит из плотно упакованных зерен фосфата, корродированных вторичным доломитом мелко-, средне- и крупнозернистым	–5.5	24.7
29-88	Фосфорит (31.0% P_2O_5) кремнистый, микрозернистый, сложенный окатанными фосфатными зёрнами и оолитами, с примесью (2–3%) терригенного обломочного кварца, полевых шпатов, микрокварцитов; сцементирован слабоокристаллизованным халцедоном	–7.5	20.7
30-88	Фосфорит (22–25% P_2O_5) микрозернистый, доломитово-кремнистый	–7.6	20.1
31-88	Фосфорит (34.5% P_2O_5) микрозернистый, сложенный сгруппированными фосфатными зёрнами и оолитами с примесью (2–3%) терригенного обломочного кварца, полевых шпатов, микрокварцитов; содержит включения фосфатных “макроконкреций” (2–5 мм) с остатками радиолярий, спикул губок и бактериально-водорослевых матов; цемент поровый фосфатный, хорошо окристаллизованный, с мелкими кавернами гипергенного выщелачивания	–6.2	19.5
49-88	Фосфорит (29.0% P_2O_5) доломитовый, сложенный перемытыми и плотно сгруппированными оолитами с примесью фосфатных зерен и мелкой (2–5 мм) гальки оолитовых фосфоритов, с рассеянными (1–2%) терригенными обломочными зёрнами кварца; цемент доломитовый	–3.0	23.7
50-88	Фосфорит доломитовый, такой же, как 49-88	–6.2	18.6

Таблица 1. Продолжение

№ обр.	Литологическая характеристика пород	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
51-88	Фосфорит (13–15% P_2O_5) кремнисто-доломитовый, состоящий из фрагментов фосфатизированных и доломитизированных ламин, переполненных остатками микробиоты неясной систематики, а также зерен фосфата, сцементированных доломитизированным фосфатным и кремнистым веществом (доломит средне-крупнозернистый, часто с двойниками скольжения)	–1.8	24.8
<i>Фосфатно-сланцевый продуктивный горизонт, месторождение Джанатас</i>			
53-88	Фосфорит (27–28% P_2O_5) доломитовый, сложенный окатанными зернами фосфата, оолитами и их обломками, с примесью (1–2%) песчаного материала, представленного кварцем, полевыми шпатами и кварцитами; цемент фосфатный, частично замещенный вторичным доломитом	–5.9	21.1
54-88	Фосфорит (30.5% P_2O_5) доломитовый, обломочный, сложенный неравномерно окатанными фрагментами (0.5–6 мм) различных фосфоритов с примесью (1–2%) песчаного материала, представленного кварцем плагиоклазами, рутилом, в фосфатном матриксе с включениями гнезд вторичного доломита	–4.9	23.2
55-88	Фосфорит (18–20% P_2O_5) доломитовый, обломочный: состоит из фосфатных зерен песчаной размерности, сцементированных доломитом (доломит мелко-тонкозернистый слабо перекристаллизованный)	–5.2	25.2
56-88	Сланцы карбонатно-углеродисто-глинистые фосфатсодержащие (5–6% P_2O_5), с включениями фосфатных сгустков и оолитов, с примесью терригенного обломочного кварца (2–5%) алевритовой размерности, со следами гипергенного выщелачивания карбонатов (доломит, представленный рассеянными мелкими ромбоэдрами)	–5.0	21.3
57-88	Фосфорит (23.5% P_2O_5) доломитовый, такой же, как 53-88, но с заметно более крупными обломками фосфоритов и несколько более высоко обогащенный терригенной примесью (до 3–5%)	–5.4	23.9
58-88	Кальцитовый прожилок	–6.9	15.4
60-88	Фосфорит (15.5% P_2O_5) кремнисто-доломитовый, микрозернистый, образует тонкие слойки в углеродисто-глинисто-кремнистых сланцах. Цемент глинисто-доломитовый (доломит микрозернистый, участками перекристаллизованный); содержит гнезда и линзочки позднего пирита, пересечен тонкими прожилками кальцита	–	–
<i>Кремнистый горизонт, проявление Насынкуль</i>			
19-88	Спонголит перекристаллизованный – микро-тонкозернистая кварцитовидная порода, с реликтами спикул губок и контурами зерен и линзочек фосфата, с прожилками и гнездами доломита мелко-среднезернистого	–7.0	17.0

Таблица 1. Продолжение

№ обр.	Литологическая характеристика пород	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
<i>Горизонт нижних доломитов, месторождение Коксу</i>			
25-88	Доломит перекристаллизованный, среднезернистый, с рассеянными хорошо окатанными терригенными зернами кварца	-0.5	26.2
<i>Горизонт нижних доломитов, месторождение Герес</i>			
36-88	Доломит перекристаллизованный, мелкозернистый	1.1	26.2
37-88	Доломит перекристаллизованный, мелкозернистый, с прожилками и гнездами крупно-среднезернистого доломита и единичными прожилками халцедоновидного кварца	-0.3	25.9
38-88	Доломит крупнозернистый (ромбоэдрический), с гнездами халцедоновидного кварца и прожилками среднезернистого ромбоэдрического доломита, пересекающими участки окремнения; в породе присутствуют стилолитовые швы со скоплениями пирита	-0.8	26.3
<i>Горизонт нижних доломитов, месторождение Джанатас</i>			
61-88	Доломит фосфатсодержащий (2.5% P_2O_5), перекристаллизованный: мелко-среднезернистый, участками крупнозернистый с включениями рассеянных зерен фосфата	-0.3	26.9
62-88	Доломит фосфатсодержащий (3.5% P_2O_5), такой же, как 61-88	-1.5	26.1
63-88	Доломит мелкозернистый ромбоэдрический, слабо фосфатный (до 1% P_2O_5); с гнездами и прожилками крупнозернистого доломита в ассоциации с пиритом	0.1	26.8
<i>Основание горизонта нижних доломитов, месторождение Герес</i>			
35б-88	Доломит мелко-тонкозернистый, с кристалликами окисленного пирита; с прослойками (1–2 мм) песчаника средне-мелкозернистого, олигомиктового, включающего зерна фосфата (1–2% P_2O_5)	1.1	25.9
35в-88	Доломит мелко-тонкозернистый, такой же, как 35б-88, с более частыми прослоями песчаника	1.1	26.2
35а-88	Песчаник граувакково-кварцевый, мелко-среднезернистый, фосфатсодержащий (2–5% P_2O_5), с конформным или доломитовым, иногда фосфатным поровым цементом	-0.1	25.8
Малокаройская серия			
<i>Чичканский горизонт строматолитов, месторождение Герес</i>			
40-88	Доломит фосфатсодержащий (2.5% P_2O_5), с примесью терригенного кварца (10%) и копролитовыми сгустками пелитоморфного карбоната (доломит от микрозернистого (5%), до крупнозернистого, перекристаллизованного с реликтами строматолитовой ламинационной структуры)	-0.1	25.5
42-88	Доломит фосфатсодержащий (6,0% P_2O_5) микро- и тонкозернистый, с водорослевой (?) сгустково-комковатой структурой, которая почеркнута фосфатизацией с образованием линзочек, пятен и пеллет	-2.9	25.8

Таблица 1. Окончание

№ обр.	Литологическая характеристика пород	$\delta^{13}\text{C}$, ‰ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$, ‰ (SMOW)
43-88	Доломит слабофосфатный (1–2% P_2O_5), микро- и тонкозернистый с пеллетово-комковатой структурой, кремнистый (с гнездами, микроконкрециями, линзочками халцедона и халцедоновидного кварца)	–3.7	25.0
44-88	Карбонатно-кремнистая тонкослоистая строматолитовая (?) порода	–4.4	24.5
45-88	Фосфорит (12% P_2O_5) тонкослоистый доломитово-кремнистый, с реликтовой структурой бактериально-водорослевого мата, примесью терригенного алевроитового материала, с прожилками плагиоклаза (доломит, разделяющий фосфатные слои, микротонкозернистый)	–3.8	25.0
46-88	Доломит фосфатсодержащий (3.5% P_2O_5), микро-тонкозернистый с реликтовой структурой бактериально-водорослевого мата, кремнистый (кремнистое и фосфатное вещество слагает пеллеты и мелкие линзочки)	–3.1	25.9
Джанатаская серия			
<i>р. Аксумбе</i>			
67-88	Доломит мелко-среднезернистый с реликтовыми участками тонкозернистой структуры, с рассеянными терригенными зёрнами кварца (10%) и чешуйками слюд; с участками (гнездами) вторичного окварцевания	–2.1	16.7
68-88	Известняк тонкозернистый, с прожилками (5–10% объема породы) крупнозернистого кальцита	–0.9	19.8
69-88	Известняк крупно-среднезернистый, с рассеянными зёрнами терригенного кварца (1–2%); для кальцита характерна структура с двойниками скольжения	0.9	20.9
70-88	Известняк рассланцованный	–6.8	17.3
71-88	Известняк рассланцованный	–7.5	16.3
72-88	Сланцы серицитово-известковые, представлены чередованием кальцитовых и слюдястых прослоев, с примесью терригенного кварца, окварцованные	–7.3	17.0

тизацией и окремнением в виде линзочек, пятен и пеллет.

Доломит без фосфата перекристаллизованный (см. рис. 3д, е) (шабактинская свита; р. Коктал, проявление Насынкуль). Группа включает измененные при метаморфизме в зоне контакта с гранитной интрузией мраморизованные известняки и доломиты, переходящие в доломит-кальцитовые и кальцит-доломитовые грубозернистые мраморы. Отмечаются выделения тремолита и серпентина (?), а в зёрнах карбонатных минералов резко выражены двойники скольжения.

Доломит бесфосфатный неизмененный. Группа включает породы двух стратиграфических уровней: горизонта нижних доломитов (месторождения Коксу, Герес, Джанатас, Джиран) и Fe–Mn-горизонта (месторождение Коксу) чу-

лактауской свиты. Доломит в основном мелко-среднезернистый, пятнами, гнездами и участками неравномерно перекристаллизованный до крупнозернистого состояния. Структурный рисунок породы нарушают также прожилки позднего доломита, выделения халцедоновидного кварца и стилолитовые швы, вдоль которых развивается пирит. В отдельных случаях отмечаются прослойки песчаника.

Доломит строматолитовый без фосфата представлен породами двух стратиграфических уровней: чичканской свиты строматолитов малокаройской серии (месторождение Герес) и Fe–Mn-горизонта чулактауской свиты (р. Карашат). Доломит от микро-тонкозернистого до мелко-среднезернистого, характеризуется пеллетно-комковатой структурой, слабофосфатный (~1–2% P_2O_5),

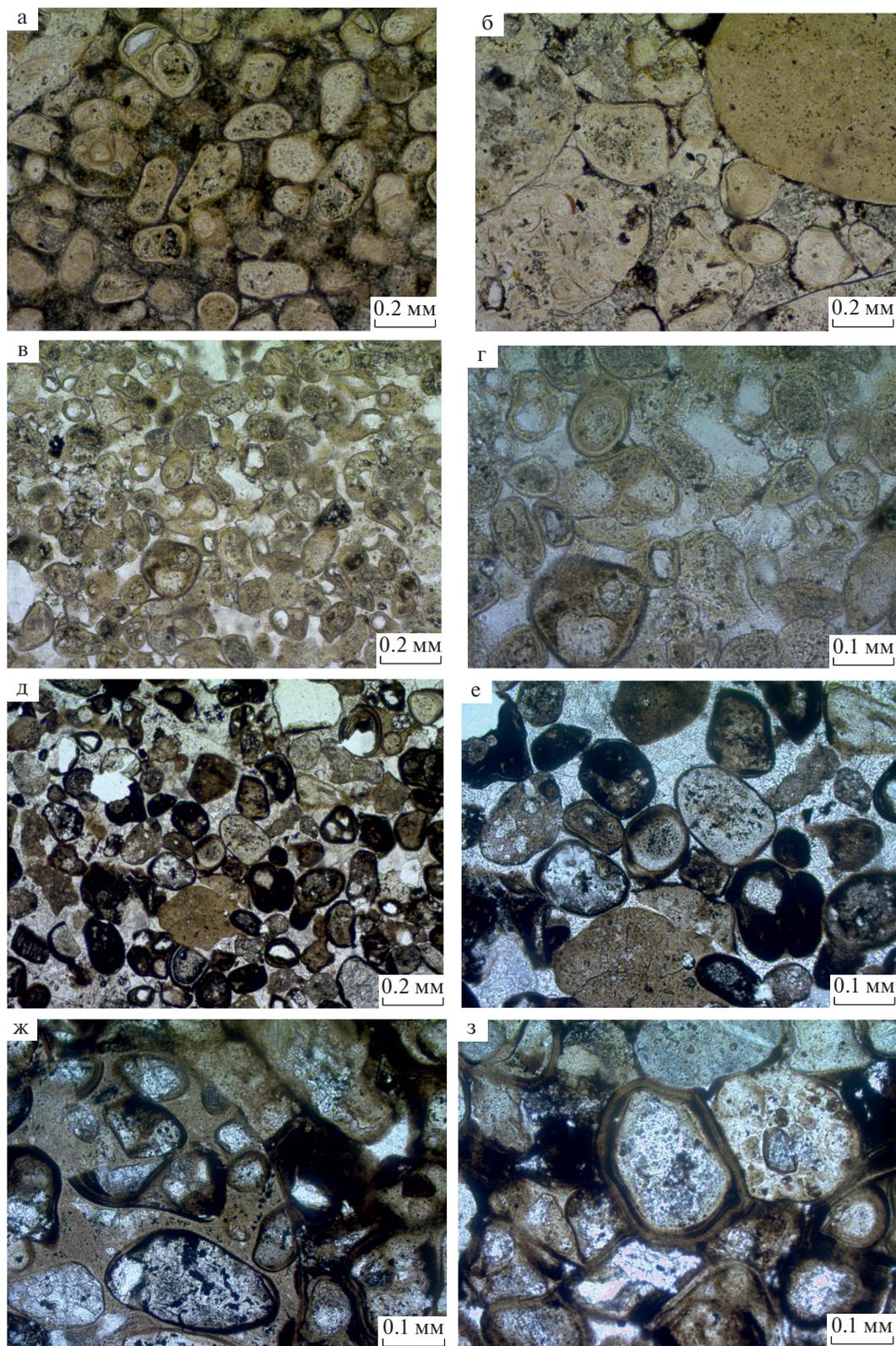


Рис. 2. Микрофотографии шлифов богатых фосфоритов месторождений бассейна хр. Малый Каратау. а – обр. 49-88 (ув. $100\times$), без анализатора; б – обр. 50-88 (ув. $100\times$), без анализатора; в, г – обр. 30-88, без анализатора: в – ув. $100\times$, г – ув. $200\times$; д, е – обр. 53-88, с анализатором: д – ув. $100\times$, е – ув. $200\times$; ж, з – обр. 54-88 (разные участки), с анализатором (ув. $200\times$). Пояснения см. в тексте статьи.

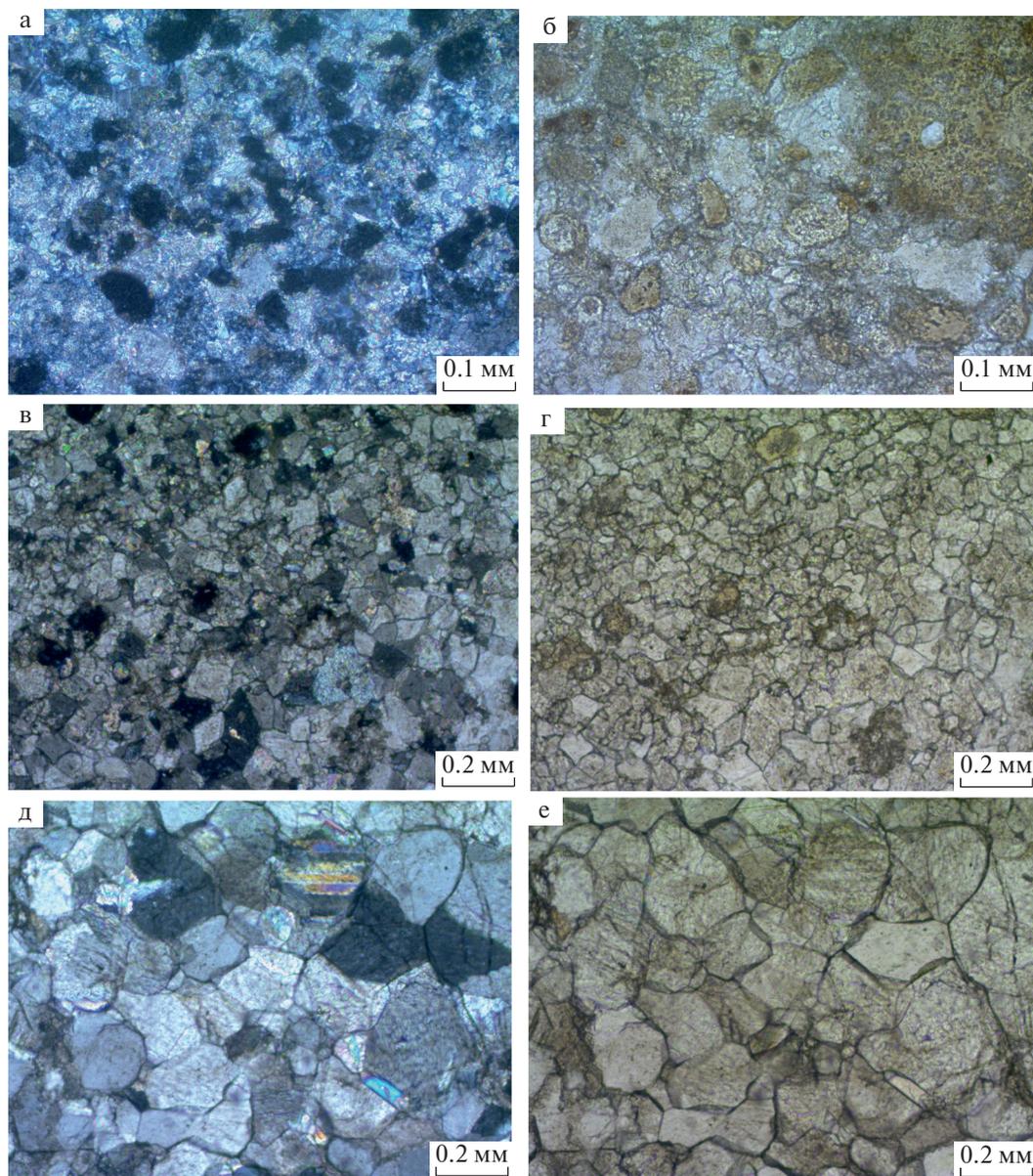


Рис. 3. Микрофотографии шлифов бедных фосфоритов (а, б) и доломитов (в–е) месторождений бассейна хр. Малый Каратау.

а, б – разные участки обр. 26-88 (ув. $100\times$), с анализатором (а) и без анализатора (б); в, г – обр. 62-88 (ув. $100\times$), с анализатором (в) и без анализатора (г); д, е – обр. 2-88 (ув. $100\times$), с анализатором (д) и без анализатора (е). Пояснения см. в тексте статьи.

кремнистый вследствие присутствия многочисленных гнезд микроконкреций и линзочек халцедона или халцедоновидного кварца. Породы Fe–Mn-горизонта испытали начальную стадию раскristализации и включают разнородно ориентированные ожелезненные фрагменты строматолитовой постройки.

Породы горизонта с Fe–Mn-оруденением (рис. 4а–з) (чулактауская свита, проявление Насынкуль, месторождения Джанатас и Жиран) – перекристаллизованные строматолитовые доло-

миты (кутнагорит?) из целых и разрушенных столбчатых и пластовых построек, которые слабо или практически нацело замещены минералами оксидов и гидроксидов железа, марганца и кремния. В участках, сохранившихся от замещения, доломитовое вещество раскristализовано в разной степени: в основном до мелко-среднезернистой структуры, однако пятна, участки, гнезда и прожилки в ней сложены поздним доломитом, образующим агрегаты крупных ксеноморфных зерен размерностью до 0.5 мм.

Силициты и сланцы с вторичным доломитом также выделяются в отдельную группу и представлены породами двух стратиграфических уровней: кремниевый горизонт чулактауской свиты (проявление Насынкуль: обр. 19/88) и джанатаской серии (р. Аксумбе: обр. 70–72/88). Силициты представлены спонголитами, перекристаллизованными до микро-тонкозернистых кварцитовидных пород, в которых сохраняются теневые реликты спикул губок и контуры зерен и линзочек фосфата.

К наиболее поздним минеральным выделениям относится мелко-среднезернистый доломит, образующий разноориентированные прожилки и мелкие гнезда.

Сланцы джанатаской серии представлены серицитово-известковыми разностями с редкими зернами терригенного кварца; они состоят из чередующихся тонких слоев кальцитового и слюдистого состава и пятнами окварцованы. Кальцит мелко-среднезернистый, испытал стрессовые нагрузки и представлен вытянутыми, однородно ориентированными зернами с двойниками скольжения.

Известняки (джанатаская серия; р. Аксумбе, обр. 68–69/88) разнозернистые – от тонкозернистых седиментационно-диагенетических до крупно-среднезернистых, существенно перекристаллизованных. В них постоянно присутствуют прожилки кальцита, а для перекристаллизованных разностей характерны структуры двойников скольжения.

Метаморфические породы (мраморы, сланцы) с тальком и тремолитом (шабактинская свита; проявление Насынкуль: обр. 11–16/88, 18/88) представлены кальцит-доломитовыми грубозернистыми мраморами и тремолит-тальк-карбонатными породами с отчетливо выраженными двойниками скольжения в карбонатных зернах. Эти породы сформировались в зоне контакта с гранитоидной интрузией; местами в них сохраняются реликтовые текстуры “первичных” доломитовых пород.

Также на изученных месторождениях выделяются в качестве отдельных разновидностей следующие типы пород: песчаники с фосфатом (чулактауская свита, основание горизонта нижних доломитов; месторождение Герес, обр. 35а/88), песчаники без фосфата (чулактауская свита, кровля Fe–Mn-горизонта; месторождение Коксу, обр. 32–33/88), сланцы с фосфатом (чулактауская свита, фосфатно-сланцевый продуктивный горизонт; месторождение Джанатас, обр. 56/88) и доломиты строматолитовые с фосфатом (чичканская свита малокаройской серии, горизонт строматолитов; месторождение Герес, обр. 46/88), описание которых приводится в таблице.

ИЗОТОПНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Все полученные изотопные данные приведены в таблице и показаны на рис. 5 и рис. 6. Из них следует, что карбонатное вещество пород изученных месторождений неоднородно по составу и характеризуется широким диапазоном вариаций величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, который составляет от -7.6 до 1.6‰ (PDB) и от 15.4 до 27.0‰ (SMOW) соответственно. Не вызывает сомнения, что неоднородный изотопный состав изученных карбонатов обусловлен генетическими причинами и отражает особенности как седиментационных обстановок, так и постседиментационных процессов.

На рис. 5 можно видеть, что основные группы пород, принимающие участие в строении месторождений фосфоритов изученного бассейна, характеризуются разным изотопным составом и на графике, построенном в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$, занимают обособленное положение, т.е. образуют собственные “изотопные поля”. Как и следовало ожидать, наиболее высокие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ характерны для осадочных доломитов (содержащих фосфаты и бесфосфатных) и цемента песчаников вмещающих пород (см. рис. 5, область В).

Часть фосфатосодержащих доломитов имеет более легкий изотопный состав углерода по сравнению с бесфосфатными разновидностями. Очевидно, легкие значения величин $\delta^{13}\text{C}$ обусловлены присутствием в карбонатообразующих системах изотопно легкой углекислоты, являющейся результатом окисления органического вещества как в зоне диагенеза, так и на последующих этапах преобразования осадков [Кулешов, 2001а, б].

Перекристаллизованные доломиты и известняки, как и следовало ожидать, имеют более низкие (легкие) значения $\delta^{18}\text{O}$ и, реже, $\delta^{13}\text{C}$, что является следствием изотопного обмена с преобразующими флюидами при повышенных температурах. Причем, наиболее значительное изменение претерпели карбонатные породы (вплоть до образования мраморов) вблизи контакта с интрузиями гранитоидов на юго-востоке Каратауского бассейна (см. рис. 1). В этом случае в них присутствуют минералы тремолит, тальк и апатит, которые характерны для зон метаморфизма.

Карбонатное вещество фосфоритов характеризуется более легким изотопным составом, как углерода, так и кислорода, по сравнению с доломитами и карбонатным цементом песчаников. Важно отметить, что наблюдается заметные различия в изотопном составе бедных ($10\% \leq \text{P}_2\text{O}_5 \leq 20\%$) и богатых ($20\% \text{P}_2\text{O}_5$) разновидностей. На графике (см. рис. 5) фигуративные точки этих двух групп (литотипов) занимают отдельные, не перекрывающиеся области, поскольку богатые

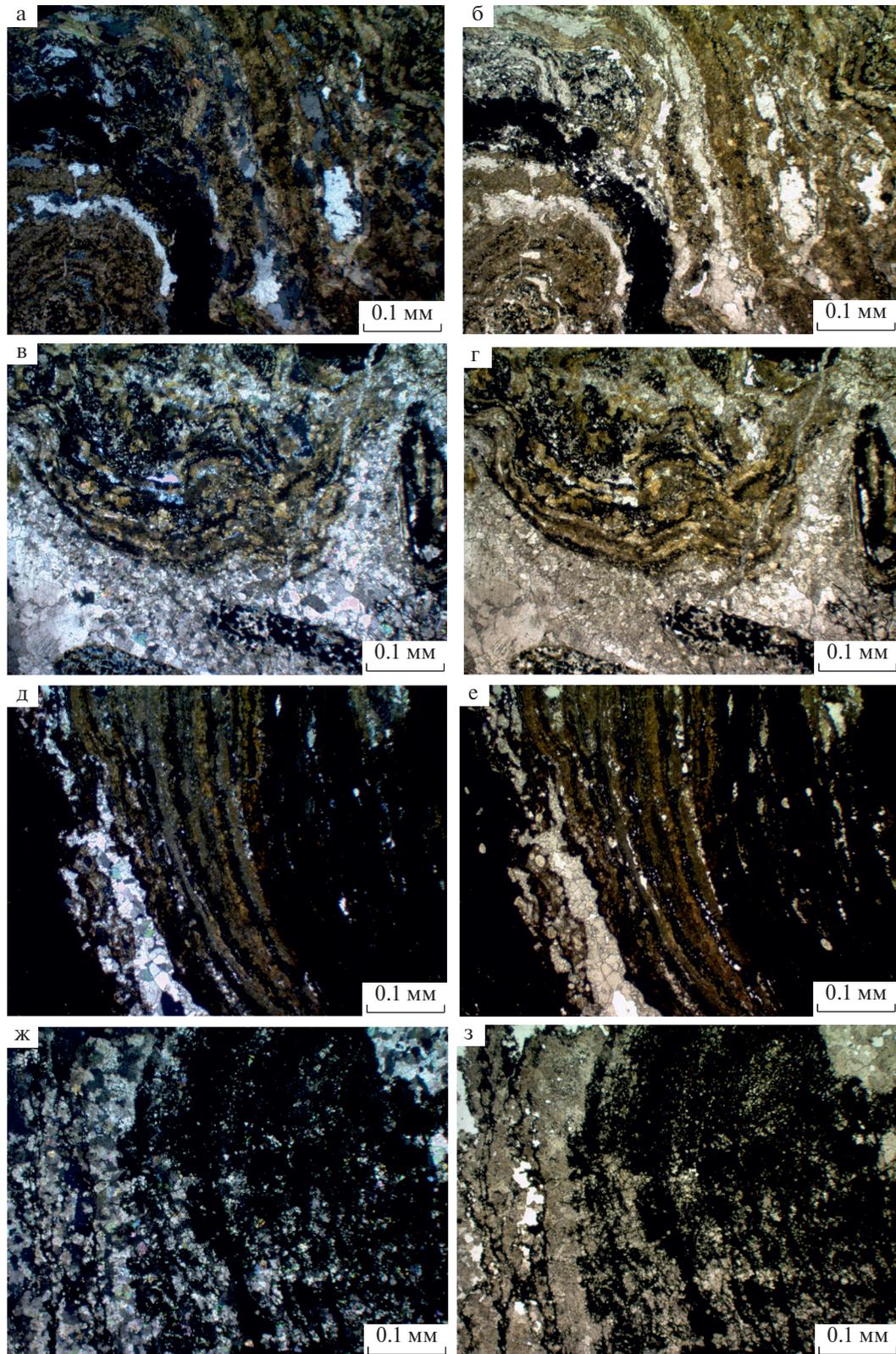


Рис. 4. Микрофотографии шлифов строматолитов Fe–Mn-горизонта месторождений бассейна хр. Малый Каратау. а, б – обр. 22а-88 (ув. $35\times$), с анализатором (а) и без анализатора (б); в, г – обр. 22б-88 (ув. $35\times$), с анализатором (в) и без анализатора (г); д, е – обр. 226-88 (ув. $35\times$), с анализатором (д) и без анализатора (е); ж, з – обр. 65-88 (ув. $35\times$), с анализатором (ж) и без анализатора (з). Черный цвет на микрофотографиях – оксиды марганца. Пояснения см. в тексте статьи.

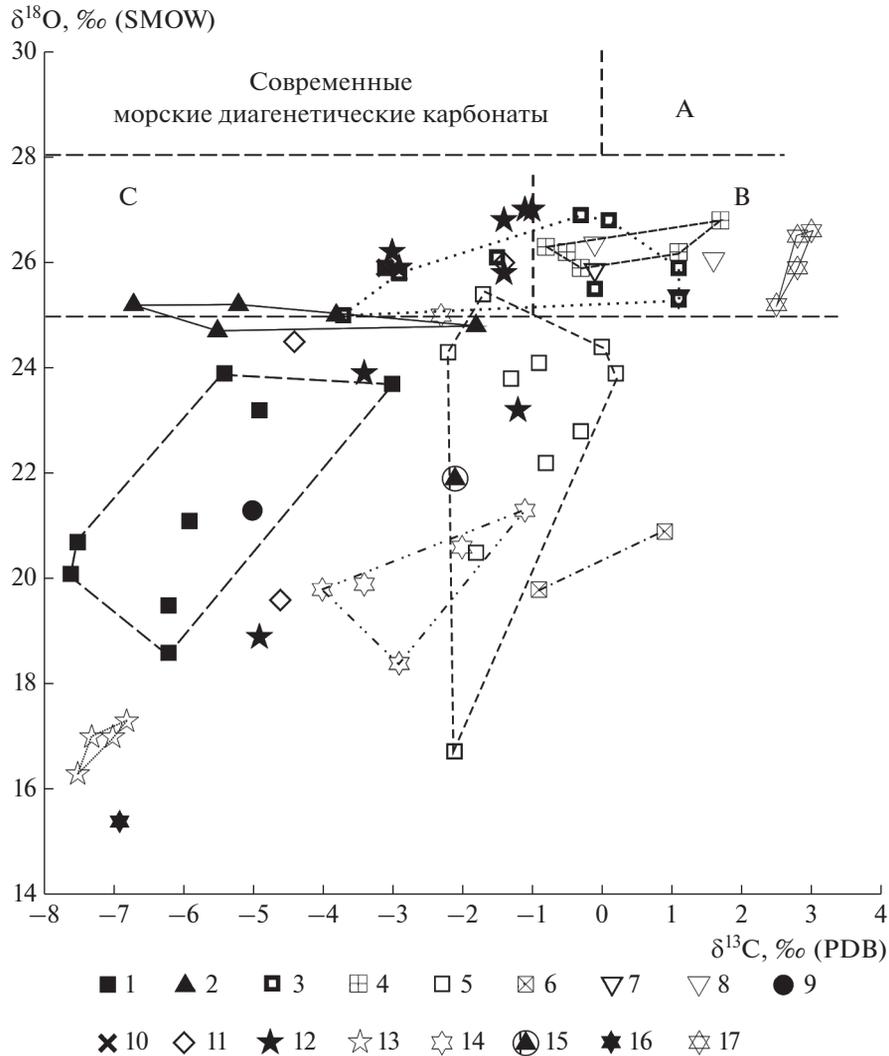


Рис. 5. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатном веществе пород и руд месторождений бассейна хр. Малый Каратау.

1 – фосфориты богатые; 2 – фосфориты бедные; 3 – доломит с фосфоритом ($P_2O_5 < 10\%$); 4 – доломит бесфосфатный, не перекристаллизован; 5 – доломит без фосфата, перекристаллизован; 6 – известняк; 7 – песчаник с фосфатом; 8 – песчаник без фосфата; 9 – сланец с фосфатом; 10 – строматолит с фосфатом; 11 – строматолит без фосфата; 12 – породы с Fe–Mn-оруденением; 13 – силицит с вторичным доломитом; 14 – метаморфическая порода (мрамор, сланец) с тальком, тремолитом и др.; 15 – фосфориты бедные, перекристаллизованные; 16 – прожилок вторичного кальцита в песчанике с фосфатом; 17 – неизмененные доломиты шабактинской свиты [Meert et al., 2011].

фосфориты характеризуются существенно более легким изотопным составом $\delta^{18}O$.

В то же время, хотя изотопный состав кислорода бедных фосфоритов относительно более тяжелый по сравнению с богатыми фосфоритами, в целом изотопный состав кислорода фосфоритов несколько легче и является более однородным в сравнении с вмещающими доломитами, и значения $\delta^{18}O$ на графике (см. рис. 5) в большинстве случаев тяготеют к границе с областью С, которая характерна для раннедиагенетических карбонатов кембрийского морского бассейна. Можно предполагать, что карбонатное вещество бедных

и богатых фосфоритов образовалось на постранидиагенетической стадии литогенеза и представлено разными генерациями. Также нельзя исключить, что доломит в бедных фосфоритах образовался в раннем диагенезе, однако температура воды в морском бассейне у поверхности дна могла быть более высокой (на 2–3°C) по сравнению с температурами воды во время формирования “нижних доломитов” и перекрывающих доломитов шабактинской свиты [Meert et al., 2011].

Минерализованные фосфатным веществом строматолитовые постройки также характеризуются широким разбросом значений $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$.

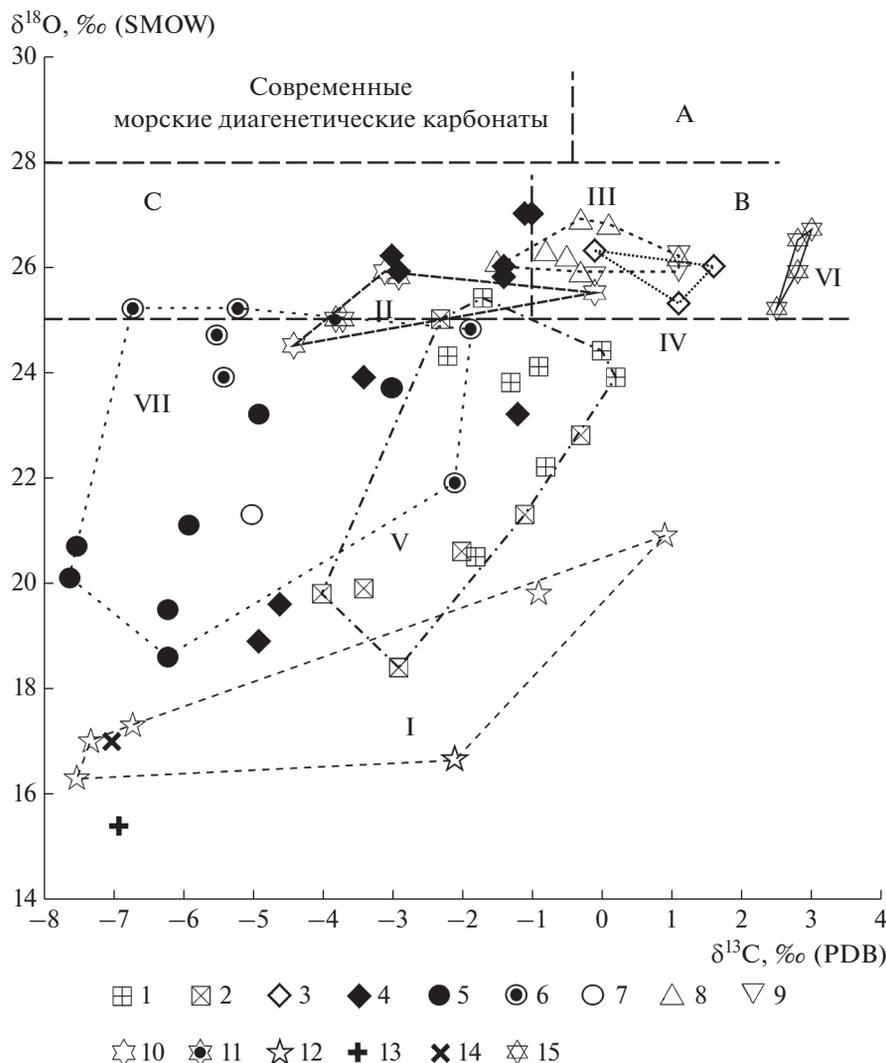


Рис. 6. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатном веществе пород и руд с разных стратиграфических интервалов месторождений фосфоритов бассейна Малого Каратау.

1, 2 – шабактинская свита: 1 – перекристаллизованные доломиты без фосфата, р. Коктал, 2 – метаморфизованные доломиты (с тальком, тремолитом и др.), проявление Насынкуль; 3 – чулактауская свита: кровля железо-марганцевого горизонта, песчаник с доломитовым цементом; 4 – железо-марганцевый горизонт: замещенные Fe–Mn-веществом строматолитовые постройки; 5–7 – чулактауская свита, фосфатно-сланцевый продуктивный горизонт: 5 – фосфориты богатые ($\text{P}_2\text{O}_5 \geq 20\%$), 6 – фосфориты бедные ($10\% \leq \text{P}_2\text{O}_5 \leq 20\%$), 7 – сланец карбонатно-углеродисто-глинистый (P_2O_5 5–6%); 8 – горизонт “нижних” доломитов, перекристаллизованные доломиты, песчанистые, часто брекчированные (месторождения); 9 – нижний горизонт доломитов, доломиты песчанистые (месторождение Герес); 10, 11 – малокаройская серия, нижний горизонт строматолитов: 10 – доломит с фосфатом, 11 – фосфорит; 12 – джанатаская серия, известняки сильноизмененные; 13 – прожилки кальцита в фосфорите, продуктивный горизонт (обр. 58/88); 14 – кремневый горизонт, вторичный кальцит в перекристаллизованном спонголите; 15 – неизмененные доломиты шабактинской свиты [Meert et al., 2011].

Области: А – современные осадочные морские карбонаты, В – предполагаемая для осадочных карбонатов нижнего кембрия, С – предполагаемая для раннедиагенетических карбонатов нижнего кембрия.

Римские цифры – области карбонатов из отложений: I – джанатаской серии, чичканской серии, горизонта строматолитов; II – малокаройской серии, чулактауской свиты, горизонта строматолитов; III – чулактауской свиты, горизонта “нижних” доломитов; IV – чулактауской свиты, кровля железо-марганцевого горизонта; V – шабактинской свиты (наши данные); VI – шабактинской свиты данные [Meert et al., 2011]; VII – продуктивного фосфоритового горизонта.

Наиболее “тяжелые” значения близки к значениям осадочных (область А) и раннедиагенетических (область С) карбонатов. При этом отдельные пробы характеризуются очень легким изотопным составом как углерода, так и кислорода, в целом

близким карбонатному веществу богатых фосфоритов. Такие особенности распределения величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ позволяют заключить, что выделение карбонатного вещества в породах с Fe–Mn-оруденением происходило многократно: начина-

лось, по-видимому, в осадке на стадии раннего диагенеза, и продолжалось в позднем диагенезе–катагенезе.

Наиболее легким изотопным составом характеризуются вторичные доломиты в силицитах и вторичный кальцит, образующий прожилки в песчаниках с фосфатом. Можно предполагать, что они принадлежат разным стадиям наиболее поздней наложенной позднедиагенетической (катагенетической) карбонатизации.

Таким образом, изотопные данные, полученные для разных литологических типов (групп) пород из месторождений фосфоритов Каратауского бассейна, позволяют прийти к выводу о том, что породы претерпели многократные постседиментационные преобразования. Карбонатное вещество как вмещающих пород (доломитов, известняков, песчаников, сланцев, горизонтов со строматолитами разного состава и др.), так и присутствующее в составе фосфоритов, имеют разное происхождение. Это вещество представлено разными генерациями и образовалось на разных стадиях литогенеза. Седиментационное происхождение имеет только карбонатное вещество известняков, доломитов (в том числе и содержащих фосфат) и цемента песчаников, которые характеризуются наиболее высокими значениями $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$.

Не исключено, что какая-то часть карбонатного вещества, входящего в состав Fe–Mn-горизонта, была образована в раннем диагенезе. Причем, на более поздних этапах литогенеза (поздний диагенез–катагенез) эти породы претерпели существенные изменения, в ходе которых происходили процессы изотопного обмена с пропитывающими эти породы растворами, а также, по-видимому, формировались новые генерации карбонатов.

Карбонатное вещество бедных и богатых фосфоритов существенно отличается по изотопному составу кислорода, что может свидетельствовать о разном происхождении карбонатов в этих группах пород или об изменениях, происходивших на разных этапах литогенеза. Карбонатов с изотопными характеристиками зоны раннего диагенеза в фосфоритах не установлено. Все карбонатное вещество изученных фосфоритов (как богатых, так и бедных) было образовано или преобразовано на постранидиагенетической стадии литогенеза фосфатсодержащих осадков кембрийского бассейна.

Следует отметить еще одну важную особенность, которая наблюдается в распределении величин $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ в породах каратауского бассейна. Она заключается в том, что карбонатное вещество пород с разных стратиграфических уровней на графике, построенном в координатах $\delta^{13}\text{C}$ – $\delta^{18}\text{O}$, образует собственные “изотопные по-

ля” (см. рис. 6). В область нормально-осадочных карбонатов попадают доломиты “нижнего горизонта” и кровли Fe–Mn-горизонта чулактауской свиты. По изотопному составу углерода они несколько легче доломитов шабактинской свиты [Meert et al., 2010], хотя и имеют сходный с последними изотопный состав кислорода.

Изученные нами доломиты шабактинской свиты (р. Коктал и проявление Насынкуль), по сравнению с неизменными карбонатами, характеризуются более легким изотопным составом как углерода, так и кислорода, что является преимущественно следствием вторичных преобразований. Наибольшие изменения отмечаются в карбонатных породах разреза по р. Аксумбе (джанатская серия). Здесь фиксируются наиболее легкие значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$, изотопные “метки” первично-осадочной природы практически стертые наложенными процессами.

Породы малокаройской серии (чичканская свита строматолитов – доломиты, фосфориты) в целом характеризуются, за некоторыми исключениями, тяжелым изотопным составом кислорода, аналогичным составу доломитов нижнего горизонта чулактауской свиты, а также неизменным доломитам шабактинской свиты [Meert et al., 2011]. Изотопный состав углерода в породах малокаройской серии более легкий по сравнению с осадочными карбонатами. Это может свидетельствовать об их образовании в условиях диагенеза, когда отсутствовала связь растворенной углекислоты с атмосферной CO_2 .

Изотопный состав карбонатов продуктивного (фосфатного) горизонта чулактауской свиты полностью обусловлен вторичными процессами, которые привели к преобразованию исходных либо к образованию новых, поздних генераций карбонатов, и не включает в себе сведений об изотопно-обменной системе: атмосфера–гидросфера.

Таким образом, изотопный состав карбонатного вещества изученных нами пород не отражает условия образования осадочных карбонатов кембрийского бассейна и, следовательно, полученные изотопные данные не пригодны для хемотрастиграфических построений (этот вывод, по-видимому, может относиться и к работе [Ильин и др., 2004]).

В то же время, вариации изотопного состава углерода наименее измененных карбонатов (нижние доломиты, верхняя часть Fe–Mn-горизонта) могут быть обусловлены в некоторых случаях также и фациальными особенностями.

ГЕНЕЗИС ФОСФОРИТОВ

Относительно происхождения фосфатного вещества (фосфатных зерен и оолитов) в фосфоритах у исследователей нет единого мнения;

представления существенно расходятся: от химических осадков, переработанных донными перемычками, до биохемогенных и биогенных образований, также испытывавших в той или иной степени влияние придонных гидродинамических процессов [Смирнов, 1962, 1972, 1975; Смирнов, Тушина, 1962; Трухачева, 1962; Тушина, 1960, 1964; 1973; Тушина и др., 1969; Бушинский, 1966; Гиммельфарб, Тушина, 1966; Еганов, 1988; Еганов и др. 1997; Холодов, Пауль, 1993, 1995; Литвинова, 2007; Школьник и др., 1999].

Особую популярность в последние годы при объяснении формирования фосфатных частиц, слагающих каратауские фосфориты, приобрели представления о ведущей роли биогенного фактора. При этом, если и раньше отмечалось присутствие среди фосфатного материала спикул губок и редкого детрита мелких беспозвоночных (брахиопод, хиолитов, хиолительминтов), то в современной интерпретации основная масса зерен и оолитов представляют собой фосфатизированные сгустки разнообразной бактериальной биоты, образующей микроколонию, цианобактериальные маты, водорослевые пленки, нитевидные и кокковые формы [Еганов, Катаева, 1987; Еганов, 1988; Еганов др., 1997; Холодов, Пауль, 1993, 1995; Литвинова, 2007; Школьник и др., 1999].

Авторы настоящей работы не ставили своей целью детально анализировать существующие представления о происхождении каратауских фосфоритов. Все высказанные точки зрения хорошо аргументированы, и поэтому велика вероятность того, что на огромных пространствах Каратауского палеобассейна существовали различные фациальные обстановки, многообразие которых, возможно, и отражено в морфологических (генетических?) особенностях накапливающегося здесь фосфатного материала.

Полученные изотопные данные ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) для карбонатов не могут пролить свет на происхождение фосфатного вещества, но дают представления об условиях и источниках углекислоты в фосфоритах. Очевидно, что фосфориты представляют собой сильно преобразованное исходно-осадочное вещество органогенной, возможно — хемогенно-осадочной природы, которое претерпело как физические преобразования в обстановках мелководья (перемычки, деструкцию зерен фосфатов), так и последующие физико-химические изменения в условиях позднего диагенеза или катагенеза. В последнем случае существенная роль принадлежит процессам окварцевания (силицизации) и карбонатизации, которые многократно происходили в геологической истории формирования фосфатсодержащих отложений Каратауского бассейна.

Важно отметить, что богатые фосфориты претерпели наиболее глубокие наложенные измене-

ния. Эти процессы приводили, по всей видимости, к декарбонатизации породы, облегчению изотопного состава сохранившегося карбонатного вещества, и в конечном итоге — к обогащению фосфоритовых руд. Это отмечается также и на Хубсугульском месторождении фосфоритов [Ильин, 2008; Кулешов и др., 1991].

Признаки первоначальных условий образования фосфатсодержащих осадков наиболее полно должны сохраниться, по нашему мнению, в наименее измененных доломитах с фосфатом — в пределах “нижнего” горизонта доломитов и железо-марганцевого горизонта чулактауской свиты, так как полученные для них изотопные данные наиболее близко соответствуют карбонатам осадочного и раннедиагенетического происхождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных литолого-петрографических и изотопных исследований выделенных групп (литотипов) пород месторождений Каратауского фосфоритового бассейна позволяют сделать следующие выводы.

1. Вмещающие породы и фосфориты месторождений претерпели интенсивные преобразования. В шлифах наблюдаются сложные взаимоотношения составных компонентов как первичной седиментационной природы (оолиты, строматолиты, терригенная примесь), так и вторичных минеральных выделений, образованных на постседиментационных стадиях литогенеза (ранний и поздний диагенез).

2. Богатые фосфориты представляют собой сильно измененную наложенными процессами исходную осадочную породу с сохранившимися седиментационными структурами и текстурами. Перемытые гравийно-псаммитовые фосфатные частицы (микроконкреции, зерна, оолиты и др.) плотно сгружены и заключены в слабо раскристаллизованный халцедоновый или фосфатный матрикс; присутствуют участки вторичной доломитизации.

3. Бедные фосфориты сложены различными перемытыми фосфатными частицами, которые обычно заключены в доломитовый базальный цемент разной степени кристалличности (нередко с сохранением признаков исходного матрикса); крупнозернистый доломит в составе цемента — вторичный, отчетливо коррозионный по отношению к выделениям фосфата; его развитие происходит с образованием пойкилитовой структуры.

4. Изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) карбонатного вещества пород кремнистого, продуктивного (фосфоритового) и в значительной степени железо-марганцевого горизонтов чулактауской свиты не является первичным и обусловлен присутстви-

ем в их составе вторичных (наложенных) генераций карбоната, образованных в условиях позднего диагенеза—катагенеза.

5. Изотопный состав карбонатного вещества изученных фосфоритов Каратауского фосфоритового бассейна не отражает условия образования осадочных карбонатов кембрийского палеоводоема и, следовательно, не пригоден для хемотрагирафических построений. Вариации изотопного состава углерода наименее измененных карбонатов (нижние доломиты, верхняя часть Fe—Mn-горизонта) могут быть обусловлены, кроме возможного присутствия карбонатов наложенных генераций, также и фаціальными особенностями палеоводоема.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с планом НИР ГИН РАН и при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 19 и Госпрограммы № 0135-2016-0017.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анкинович С.Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. 272 с.
- Безруков П.Л.* Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ // Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1954. С. 3–66.
- Бушинский Г.И.* Древние фосфориты Азии и их генезис // Труды Геологического института АН СССР. Вып. 149. М.: Наука, 1966. 194 с.
- Блисковский В.З.* Вещественный состав и обогатимость фосфоритовых руд. М.: Наука, 1983. 169 с.
- Бродская Н.Г., Холодов В.Н.* О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау // Докл. АН СССР. 1965. Т. 165. № 6. С. 1365–1368.
- Гиммельфарб Б.М.* К вопросу о возрасте фосфоритов Каратау // Докл. АН СССР. 1950. Т. 71. № 1. С. 127–128.
- Гиммельфарб Б.М.* Закономерности размещения месторождений СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 307 с.
- Гиммельфарб Б.М., Соколов А.С.* Геология и полезные ископаемые Чулактау // Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1954. С. 67–182.
- Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М.* Фосфоритовые руды главных месторождений Каратау // Литология и полез. ископаемые. 1966. № 4. С. 88–100.
- Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М.* Характеристика фосфоритовых месторождений Каратауского бассейна // Фосфориты Каратау // Труды ГИГХС. Вып. 13 / Под ред. Б.М. Гиммельфарба и др. М.: ГИГХС, 1969. С. 25–36.
- Гиммельфарб Б.М., Тушина А.М., Смирнов и др.* Вещественный состав и промышленные типы руд главных месторождений фосфоритов Каратау // Фосфориты Каратау // Труды ГИГХС. Вып. 13 / Под ред. Б.М. Гиммельфарба и др. М.: ГИГХС, 1969. С. 37–124.
- Горная энциклопедия. Т. 2. М.: Изд-во “Советская энциклопедия”, 1985. 575 с.
- Джумалиев Т.Д., Королев В.Г., Максумова Р.А.* Литолого-формационные закономерности образования и размещения фосфоритов каратауского типа // Литология фосфоритоносных отложений / Под ред. А.С. Соколова, Н.А. Красильниковой. М.: Наука, 1976. С. 64–75.
- Еганов Э.А.* Структура комплексов фосфоритоносных отложений. Новосибирск: Наука, 1983. 134 с.
- Еганов Э.А.* Фосфоритообразование и строматолиты. Новосибирск: Наука, 1988. 89 с.
- Еганов Э.А., Катаева В.Н.* Роль строматолитовых построек при формировании микрозернистых фосфоритов // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 42–50.
- Еганов Э.А., Жегалло Е.А., Школьник Э.Л.* Микроструктуры фосфатных зерен микрозернистых фосфоритов эталонного бассейна Каратау (Казахстан) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 696–700.
- Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Каратау — модель региона фосфатонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
- Ергалиев Г.Х., Конева С.П., Несимбаев А.Н.* Стратиграфия. Малый Каратау. Кембрийская система. Геология и металлогения Каратау. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1986. С. 41–44.
- Ильин А.В.* Древние фосфатоносные бассейны. М.: Наука, 1990. 174 с.
- Ильин А.В.* Древние (эдиакарские) фосфориты. М.: ГЕОС, 2008. 157 с.
- Ильин А.В., Киперман Ю.А.* Изотопно-углеродные профили хесенской и чулактауской свит Хубсугульского и Каратауского фосфоритоносных бассейнов // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 11. С. 1350–1357.
- Келлер Е.М., Покровская Н.В.* Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 6. С. 78–91.
- Королев В.Г., Максумова Р.А.* Кыр-Шабаксинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хребта Малого Каратау // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 7. С. 84–89.
- Краснов А.А., Дейнекина Р.С., Шепелев Н.М.* Изотопный состав углерода в каратауских фосфоритах // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 3. С. 131–135.
- Кулешов В.Н.* Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 1. Седиментогенез и диагенез // Литология и полез. ископаемые. 2001а. № 5. С. 491–508.
- Кулешов В.Н.* Эволюция изотопных углекислотно-водных систем в литогенезе. Сообщение 2. Катагенез // Литология и полез. ископаемые. 2001б. № 6. С. 610–630.
- Кулешов В.Н., Зайцев Н.С., Осокин П.В., Доржнамжаа Д., Очир Л.* Происхождение карбонатного вещества в фосфоритах Хубсугульского фосфоритоносного бассейна

- МНР (по данным изотопного состава углерода и кислорода) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 3. С. 79–88.
- Литвинова Т.В.* Состав, морфология и происхождение фосфатных пеллет (на примере фосфоритов Малого Каратау) // Литология и полез. ископаемые. 2007. № 4. С. 426–443.
- Миссаржевский В.В., Мамбетов А.М.* Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау // Тр. ГИН АН СССР. 1981. Вып. 326. 92 с.
- Мэнь Сян-Хуа.* К петрографии фосфоритов бассейна Каратау // Докл. АН СССР. 1959. Т. 126. № 6. С. 1326–1329.
- Сагунов В.Г., Чербянова Л.Ф.* Палеогеография и генезис фосфоритов Каратау // Проблемы геологии фосфоритов / Отв. ред. А.С. Соколов. М.: Недра, 1991. С. 118–123.
- Сагунов В.Г., Ткачев В.Р.* Фосфоритоносные отложения Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. 144 с.
- Сергеев В.Н., Огурцова Р.Н.* Микробиота нижнекембрийских отложений Малого Каратау (Южный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 3. С. 58–66.
- Сергеев В.Н.* Окремненные микрофоссилии докембрия / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М., 2003. 319 с.
- Смирнов А.И.* Особенности генезиса фосфоритов каратауского типа // Геология месторождений фосфоритов // Труды ГИГХС. Вып. 7 / Под ред. Б.М. Гиммельфарба. М.: Госнаучтехиздат, 1962. С. 132–138.
- Смирнов А.И.* Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М.: Недра, 1972. 195 с.
- Смирнов А.И.* Минеральный состав и основные этапы минералообразования в фосфоритовых рудах Каратау // Вещественный состав фосфоритовых руд // Труды ГИГХС. № 30 / Под ред. В.З. Блисковского. М.: ГИГХС, 1975. С. 30–48.
- Смирнов А.И., Тушина А.М.* Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Аксай // Геология месторождений фосфоритов // Труды ГИГХС. Вып. 7 / Под ред. Б.М. Гиммельфарба. М.: ГИГХС, 1962. С. 41–71.
- Соколов А.С., Сагунов В.Г., Еганов Э.А. и др.* Закономерности геологического строения Каратауского фосфоритоносного бассейна. М.: ГИГХС, 1987. С. 3–13.
- Табылдиев К.Т.* Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов Малого Каратау // Литологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1966. С. 81–90.
- Табылдиев К.Т., Киперман Ю.А., Тимченко А.И.* Каратауский фосфоритоносный бассейн. Алма-Ата, 1970. 40 с.
- Табылдиев К.Т., Чербянова Л.Ф.* Фациальные условия фосфатоносной толщи Каратауского бассейна // Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976. С. 76–97.
- Трухачева А.Г.* Петрография пластовых фосфоритов месторождения Чулак-Тау // Геология месторождений фосфоритов // Труды ГИГХС. Вып. 7 / Под ред. Б.М. Гиммельфарба. М.: ГИГХС, 1962. С. 5–10.
- Тушина А.М.* О фосфатных оолитах и сферолитах в фосфоритах Каратау // Записки ВМО. 1960. Ч. LXXXIX. Вып. 1. С. 46–51.
- Тушина А.М.* Литологические типы фосфоритов Каратау // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. XXXIX(3). С. 71–85.
- Тушина А.М.* Условия образования фосфоритов Каратау // Условия образования геосинклинальных фосфоритов / Под ред. А.С. Соколова и др. М.: Наука, 1973. С. 71–79.
- Тушина А.М., Усанова В.Г., Маймистрова Р.И.* Литология и фации фосфоритоносных отложений Малого Каратау // Фосфориты Каратау // Тр. ГИГХС. Вып. 13 / Под ред. Б.М. Гиммельфарба и др. М.: ГИГХС, 1969. С. 125–186.
- Холодов В.Н.* Эпохи фосфатонакопления и биохимия фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 563–576.
- Холодов В.Н.* Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973. 257 с.
- Холодов В.Н.* О ванадиеносных фтанитах в чулактауской свите Малого Каратау // Докл. АН СССР. 1970. Т. 193. № 6. С. 1384–1387.
- Холодов В.Н.* Фациально-палеогеографические условия образования руд ванадия и фосфора в Каратау // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 6. С. 80–94.
- Холодов В.Н., Корякин А.С.* К вопросу о происхождении фосфатных конгло-брекчий Малого Каратау // Докл. АН СССР. 1960. Т. 135. № 2. С. 410–413.
- Холодов В.Н., Пауль Р.К.* Проблемы генезиса фосфоритов // Литология и полез. ископаемые. 1993. № 3. С. 110–125.
- Холодов В.Н., Пауль Р.К.* Фосфатные пеллеты фосфоритов Каратау как показатель их генезиса // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 1. С. 61–75.
- Чербянова Л.Ф.* Структурные и текстурные особенности фосфоритов Малого Каратау // Геология и ресурсы фосфатного сырья Казахстана / Под ред. И.И. Бок и др. Алма-Ата: Наука, 1973. С. 74–80.
- Чербянова Л.Ф.* Литологические особенности и условия формирования фосфоритоносной толщи хр. Малого Каратау / Автореф. дисс. ... кандидата геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1977. 22 с.
- Школьник Э.Л., Еганов Э.А., Батурин Г.Н. и др.* Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999. 207 с.
- Яншин А.Л., Жарков М.А.* Эпохи и эволюция фосфатонакопления геологической истории // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1986. Т. 61. Вып. 2. С. 7–19.
- Meert J.G., Gibsher A.S., Levashova N.M. et al.* Glaciation and ~770 Ma Ediacara (?) Fossils from the Lesser Karatau Microcontinent, Kazakhstan // Gondwana Res. 2011. V. 19. P. 867–880.

Isotopic Composition ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and Genesis of Carbonates from Phosphorite Deposits of the Lower Karatau (Kazakhstan)

V. N. Kuleshov^{1, #}, A. F. Georgievskiy^{2, ##}, V. M. Bugina^{2, ###}

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevsky per., 7, Moscow, 119017 Russia*

²*Academy of Engineering, Peoples' Friendship University of Russia, Ordzhonikidze str., 3, Moscow, 115923 Russia*

[#]*e-mail: vnkuleshov@mail.ru*

^{##}*e-mail: geo.gaf@yandex.ru*

^{###}*e-mail: vika13718@yandex.ru*

Received January 18, 2018; revised March 13, 2019; accepted October 30, 2019

The structural features and isotopic composition of carbon and oxygen of various lithological types of rocks of the deposits of the Karatau phosphorite basin (Kazakhstan) were studied: rich and poor phosphorites; unchanged and transformed dolomites (with and without phosphate) containing phosphorites of the Chulaktau Formation (horizon of "lower" dolomites, Fe–Mn horizon); dolomites of the underlying and overlapping rocks of the Malokaroy, Dzhanat series and the Shabaktinsky suite; calcareous schists, sandstones, as well as secondary calcite. The carbonate material of the rocks of the studied deposits is heterogeneous in composition and is characterized by wide variations of the $\delta^{13}\text{C}$ (from -7.6 to 1.6 ‰, PDB) and $\delta^{18}\text{O}$ (from 15.4 to 27.0 ‰, SMOW) values. The results obtained suggest that phosphorites and host rocks underwent intensive post-sedimentation transformations. The isotopic composition ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) of the carbonate material of the rocks of the siliceous and productive (phosphorite) horizons, as well as, to a large extent, the iron-manganese horizon of the Chulaktau Formation is not primary and is due to the presence of carbonates of superimposed (secondary) generations formed in the late diagenesis or catagenesis. In this regard, data on the carbon isotopic composition obtained for the rocks of the studied Karatau deposits cannot be used for chemostratigraphic constructions.

Keywords: phosphorites, isotopic composition, carbon, oxygen, Karatau, Kazakhstan.