

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ СВЯЗЬ ДОЛОМИТООБРАЗОВАНИЯ С ЭТАПАМИ РАЗВИТИЯ БАССЕЙНОВ СЕДИМЕНТАЦИИ

В. В. Пономаренко

Пензенский государственный университет архитектуры и строительства

Поступила в редакцию 1 марта 2012 г.

Аннотация. На примере трех палеобассейнов Южного Казахстана рассмотрено положение доломитов в карбонатных отложениях. Мелководные части шельфов (Карбонатные платформы) являлись поставщиками карбонатного материала, в том числе и доломитов в более глубоководные части палеобассейнов. Рассмотрен генезис образования доломитов на карбонатных платформах. Сделан вывод о приуроченности разных типов доломитов к определенным этапам развития бассейнов седиментации.

Ключевые слова: доломиты, карбонатная платформа, склон карбонатной платформы, мелководный шельф, средний шельф, биогермы, турбидиты, брекчии дебрисовых потоков, шельфовая лагуна.

Abstract. The position of dolomites in carbonate depositions has been studied using 3 paleobasins of South Kazakhstan as models. Shallow shelf zones (carbonate platforms) were the source of carbonate material including dolomites for deep parts of the paleobasins. The genesis of dolomite formation on carbonate platforms has been studied. It has been concluded that different types of dolomites are related to certain development phases of sedimentation basins.

Key words: dolomites, carbonate platform, slopes of carbonate platform, shallow water shelf, middle shelf, bioherms, turbidites, debris-flow, shelf lagoon

Среди мощных толщ карбонатных пород, накопившихся в различные периоды истории земли, доломиты играют одну из важнейших ролей [1–5], так как с этими породами ассоциируют крупные месторождения: углеводородов, стратиформных свинцово-цинковых и баритовых руд, а также ряд других полезных ископаемых.

Распространение доломитов в карбонатных разрезах зависит от типа бассейна седиментации, его этапов развития, палеоклиматических и других факторов. Изучая карбонатные отложения в трех различных бассейнах седиментации (Южный Казахстан), автор выявил ряд особенностей распространения доломитовых пород в карбонатных отложениях различного возраста.

Хребет Большой Каратау. Герцинский структурный этаж

Хребет Большой Каратау является северо-западным окончанием Тянь-Шанской горной системы. Накопление карбонатных осадков отвечает временному интервалу от верхов франского яруса до башкирского яруса каменноугольной системы. За этот период здесь накопились толщи карбонатных пород мощностью от 3,5 до 6 километров.

Наиболее широко доломиты развиты в отложениях фаменского яруса девона и нижнетурнейского подъяруса карбона. В вышележащих отложениях доломиты представлены фрагментарно, и их содержание в общей массе пород не превышает 3 %. Наиболее широко доломиты представлены в толщах, накопившихся в мелководной части карбонатного шельфа, где они могут составлять до 100 % разреза карбонатных отложений, от основания фамена до границы с верхним турне, достигая мощности 1 км. В переходной зоне от мелководной части шельфа к относительно глубоководному среднему шельфу доломиты образуют тела неправильной формы, замещаясь по простирацию пластами известняков, имеющих текстуры, структуры и состав фауны, аналогичные тем, которые выделяются в сменяемых ими доломитах. В более глубоководных отложениях (внешний шельф, шельфовая впадина) доломиты отсутствуют.

При описании шлифов, сквозь мозаичную структуру доломита, за исключением тонкозернистых разностей, просматривается первичная текстура породы. В таких породах обломочные зерна (ооиды, литокласты, пелоиды, биокласты и др.) просматриваются в виде тeneвых реликтов (теневые доломиты) в кристаллической массе доломита.

Четкость очертаний обломков в значительной степени зависит от соотношения размеров обломочных зерен и размеров кристаллов доломита.

В доломитах на поверхности выветривания довольно отчетливо просматривается первичная слоистость, косая в обломочных породах, микроволнистая в строматолитовых пластах, комковатая в биотурбированных породах и т.д. Для биотурбированных пород характерна избирательная доломитизация, когда комки сложены известняком, а окружающая их масса доломитом. Такие породы в Каратау получили название «ячеистые известняки».

В вертикальном разрезе количество доломитовых пород возрастает в отложениях, отвечающих фазам обмеления трансгрессивно регрессивных циклов [6].

В процессе развития бассейна седиментации, к концу среднего фамена, на месте внешнего шельфа сформировался склон карбонатной платформы, где накопилась толща доломитовых пород, переслаивающихся с кремнями. Доломиты характеризуются отчетливо выраженной градиционной слоистостью характерной для турбидитов. Переслаивающиеся с доломитами кремни представлены исключительно фтанитами с биогенной (радиоляриты) и реже абиогенной структурой. Доломиты присутствуют и в брекчиях дебрисовых потоков, как в обломках, так и в цементе. Падение уровня моря на границе фамена и карбона, привело к образованию крупнокристаллических искристых доломитов. Первичные структуры и текстуры в этих породах выражены крайне слабо.

С доломитами ассоциирует большая часть стратиформных барит-свинцово-цинковых месторождений хребта Большой Каратау, хотя площади распространения доломитов многократно превосходят площади рудных полей и месторождений. Некоторые месторождения и рудопоявления (Хатынкамал, Карагаштыкан и др.) приурочены к известнякам.

На месторождениях Ачисай, Карасай, Смена, контролируемых зонами крупных разломов, выделяются крупнокристаллические, светло-серые доломиты, распространение которых также контролируется зонами секущих разломов. Первичные структуры и текстуры в этих породах не выявляются.

Характерной особенностью карбонатных отложений герцинского структурного этажа хр. Большой Каратау является отсутствие в них эвапоритов.

Хребет Малый Каратау. Каледонский структурный этаж

Хребет Малый Каратау расположен к северо-востоку от хребта Большой Каратау. Граница между двумя хребтами проводится по зоне Главного Каратауского разлома (ГКР). Отложения каледонского структурного этажа объединены в тамдинскую серию мощностью 2-5 км, датируемую кембро-ордовикским возрастом [7, 8]. Тамдинская серия делится на две свиты чулактаускую (20–80 м) и шабактинскую (2000–5000 м). Доломиты слагают основание чулактауской свиты (доломитовый горизонт), сменяясь вверх по разрезу переслаиванием кремней и фосфоритов. В вышележащей шабактинской свите доломиты составляют от 20 до 40 % разреза карбонатных осадков в разных тектонических блоках, где они приурочены к нижней части свиты.

В современном представлении карбонатные отложения тамдинской серии сформировались как подводная гора внутри открытого морского бассейна [9]. Центральная часть Малокаратаусской подводной горы (Большекараройский и Малокараройский блоки) сложена мелководными карбонатными отложениями, которые на юго-западе и северо-востоке сменяются отложениями склонов (Аксайский и Жанатаский блоки), где преобладают брекчии дебрисовых потоков и разнотекстурные турбидиты [9]. В мелководной зоне доломиты образуют пласты мощностью в несколько сот метров и прослеживаются по простиранию на десятки километров. В отложениях склона доломиты присутствуют в виде пятен и линз неправильной формы.

Общее распределение доломитов в мелководных отложениях показывает, что в основании разреза шабактинской свиты преобладают доломиты с совершенной кристаллической решеткой, в которых отчетливо различаются первичные текстуры и структуры пород [9]. Выше по разрезу они сменяются доломитами, в которых первичная текстура породы выражается в виде темных реликтов. На границе кембрия и ордовика преобладают искристые доломиты, в которых первичные структуры и текстуры слабо различимы. Среди брекчий и турбидитов осыпного шлейфа [9] развиты доломиты, выделяемые в виде пятен и линз среди известняков. Верхняя часть шабактинской свиты представлена известняками. Как и в бассейне Большого Каратау среди карбонатных отложений тамдинской серии эвапориты отсутствуют.

Чу-Сарысуйская впадина. Герцинский структурный этаж

Чу-Сарысуйская впадина простирается от северо-восточных окраин хребта Малый Каратау до г. Джебказган на северо-западе. Накопление карбонатных отложений отвечает временному периоду от основания турнейского яруса до башкирского яруса карбона. Мощность накопившихся осадков изменяется от 1 до 3 километров. В центральной части впадины преобладают карбонатные отложения, которые к бортам впадины сменялись карбонатно-терригенными осадками. Как в карбонатных, так и карбонатно-терригенных разрезах доломиты приурочены к узкому интервалу основания турнейского яруса (нижние 10–15 метров), в вышележащих отложениях доломиты отсутствуют или отмечаются в виде отдельных кристаллов в известняках. В центральной части впадины (Тастинское поднятие) автором были описаны карбонатные осадки, отвечающие как мелководной части шельфа, так и отложения верхней части склона. Смена мелководных отложений более глубоководными осадками, происходит с юго-запада на северо-восток, где по данным сейсморазведки, намечается узкий (30–40 км) грабенообразный прогиб, с глубинами осадконакопления в несколько сот метров. В карбонатных разрезах Тастинского поднятия выявлено 3–4 пласта эвапоритов (гипсы и ангидриты). Эвапориты имеют максимальную мощность (10 м) в отложениях, отвечающих мелководной части шельфа, по направлению к склону мощность их пластов постепенно уменьшается. Они присутствуют во всех разрезах герцинского структурного этажа, как к востоку, так и юго-западу от Тастинского поднятия, а также в районах, прилегающих к Малому Каратау. Эвапориты ассоциируют с пластами красновато-бурых алевролитов, часто замещающих их по простирацию. На контакте и внутри эвапоритовых слоев доломиты отсутствуют.

Сравнив три приведенных бассейна седиментации, можно видеть, что в бассейнах Большого и Малого Каратау накопление каледонских (Малый Каратау) и герцинских карбонатных отложений (Большой Каратау) происходило в условиях открытого морского бассейна с нормальной соленостью. Отсутствие среди карбонатных пород эвапоритов и высокая биопродуктивность карбонатонакопления (особенно в Большом Каратау) позволяет сделать вывод о преобладании в периоды их образования гумидного (субтропического или тропического) климата. Накопление герцинских карбонатных и терригенно-карбонатных осадков в Чу-

Сарысуйской впадине происходило во внутреннем мелководном бассейне с аридным климатом.

Накопление карбонатных пород в морских бассейнах может происходить хемогенным путем в результате выпадения осадков из водной среды или биогенным, путем извлечения карбонатов из воды морскими организмами для построения своих раковин, скелетов или тканей [1, 2, 10]. Необходимым условием для образования доломитов является перенасыщение вод ионами магния [2, 5], что происходит либо в условиях повышенной солености морских вод (эвапоритизации), либо их опреснения [2, 5, 10]. Можно предположить, что некоторые порообразующие организмы, в моменты нехватки в воде ионов кальция, при опреснении, могут достраивать свои раковины за счет ионов магния. Дробление таких раковин под воздействием волн приводило к накоплению прослоев с повышенным содержанием магниезиального кальцита, который на стадии диагенеза превращался в доломит.

Изучение доломитов шабактинской свиты хребта Малый Каратау [9] показали, что искристые доломиты и доломиты, распространенные в основании свиты, имеют идеальную кристаллическую решетку, а теньевые доломиты и доломиты, слагающие пятна и линзы среди карбонатных пород, имеют несовершенную кристаллическую решетку. Предложенный Л. Лэндом [5] термин «метастабильные доломиты», т.е. доломиты, в которых не завершён процесс трансформации в доломиты с идеальной кристаллической решеткой, в той или иной степени может быть отнесен к доломитам двух последних типов. Образование доломитов различного типа связано с этапами развития бассейна седиментации, а некоторые из них формировались на нескольких стадиях его развития.

Стадия седиментогенеза и раннего диагенеза

Высокие скорости литификации карбонатных осадков [2–4, 10] не всегда позволяют разделить эти процессы во времени. С этой стадией развития бассейна связано образование теньевых и искристых доломитов. Максимальное накопление карбонатов в бассейнах Большого и Малого Каратау происходило на мелководной части шельфа (зона максимальной биопродуктивности) [2, 3]. В этой части шельфа происходило периодическое осушение и размыв накопившихся осадков (в том числе и доломитов), которые под воздействием штормов и обратных течений, поступали в более глубоководные районы бассейна седиментации. Перераспределение карбонатного материала наиболее ярко выражено в разрезах Большого Каратау (рис. 1).

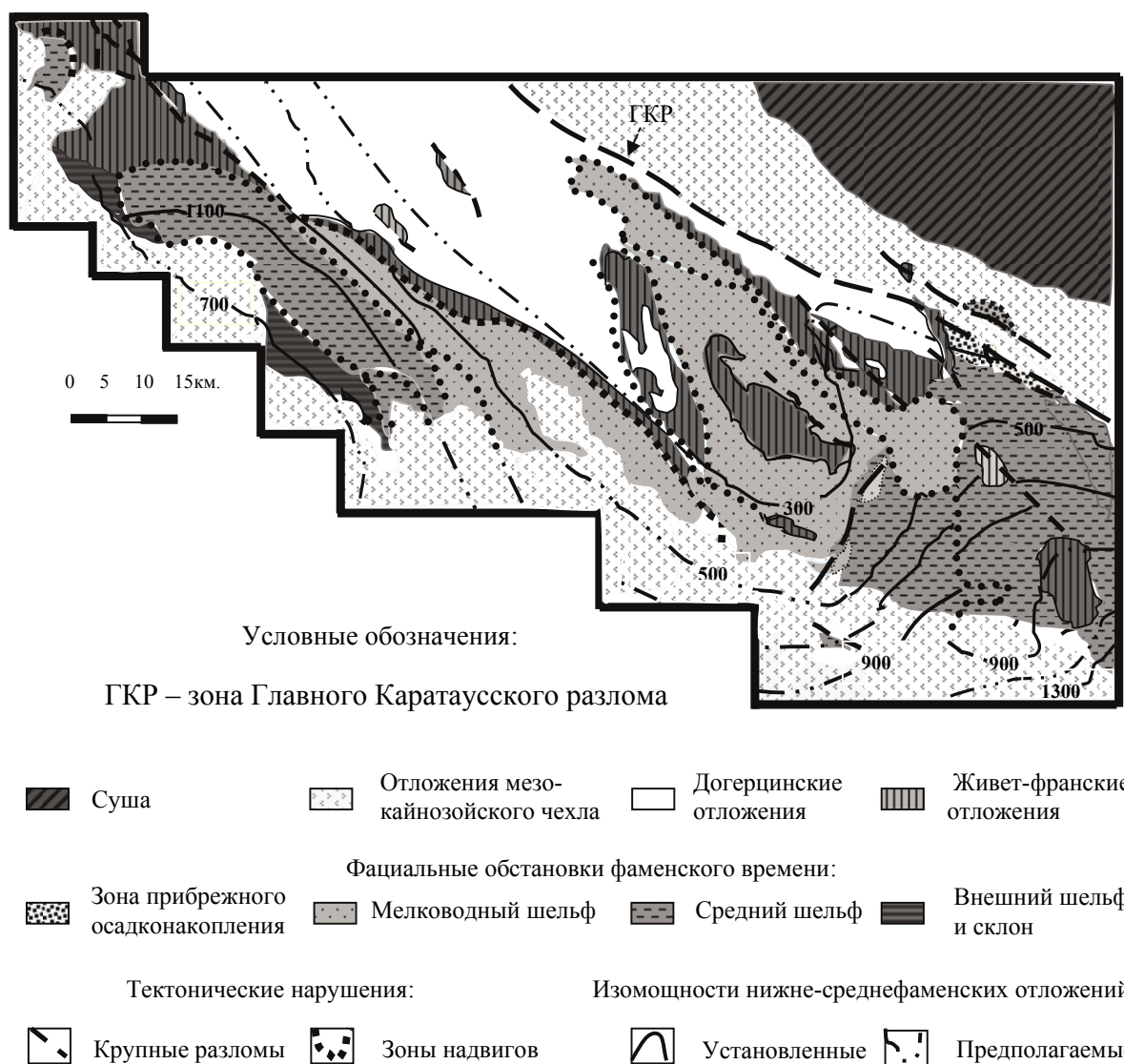


Рис. 1. Литолого-фациальная карта ниже-среднефранских отложений Центрального и Северо-Западного Каратау

Опреснение в мелководных частях бассейнов Большого и Малого Каратау могло быть связано с сезонными дождями, характерными для гумидного климата. При соприкосновении вод, обогащенных ионами магния с вмещающими отложениями, происходит замещение верхнего слоя арагонитового ила магниальным кальцитом. Такой же процесс происходит в карбонатных отложениях, образовавшихся хемогенным путем, когда магниальным кальцитом замещаются верхние слои в оолитах [2]. Замещение кальцита доломитом в результате взаимодействия с водами, обогащенными ионами магния, началось на стадии осаждения частиц арагонита и продолжалось далее в процессе литификации осадков, проникая в более глубокие слои литифицированных пород. В резуль-

тате этих процессов накопились толщи темных доломитов, которые в разрезах Большого и Малого Каратау составляют более 80% от всех разновидностей доломитов.

Падение уровня моря на границе кембрия и ордовика (Малый Каратау), а также на границе девона и карбона (Большой Каратау), привело к образованию в мелководных частях бассейнов толщ крупнокристаллических сахаровидных (искристых) доломитов. В доломитах наблюдаются следы растворения и микрокарста, что свидетельствует о длительном осушении этих отложений. Периоды осушения сменялись периодами, когда осадки покрывались морскими водами, и происходило накопление нового слоя осадков. Смешивание морских вод с пресными водами, поступавшими в

сезоны дождей, способствовало насыщению их ионами магния, которые, проникая в частично литифицированные осадки, приводили к увеличению содержания магния в них. В периоды осушения породы, выходявшие выше уровня моря, попадали под воздействие пресных дождевых вод, которые проникали внутрь накопившихся толщ. Длительности этих процессов во времени способствовало перенасыщению захороненных вод ионами магния, что привело к полной перекристаллизации вмещающих их пород. Кристаллизация доломитов проходила в приповерхностных условиях, т.е. при низких давлениях и температурах, что не препятствовало росту кристаллов. В результате образовались толщи крупнокристаллических доломитов, в которых размер кристаллов значительно превосходит размер обломков первичной породы и не позволяет определить ее текстурные и структурные признаки. О перекристаллизации искристых доломитов в приповерхностных условиях свидетельствует тот факт, что обломки искристых доломитов в отложениях склона тамдинской серии хребта Малый Каратау слагают центральную часть пятнистых и линзовидных тел неправильной формы. Эти обломки попадали на склон в процессе гравитационного перемещения в период падения уровня моря. Окружающие их пятна и линзы неправильной формы могли образоваться за счет диффузионного обмена искристых доломитов с вмещающими их отложениями.

Как было сказано ранее, в Большом Каратау, на склоне карбонатной платформы, накопилась толща (до 100 метров) кремнисто-доломитовых пород (ритмитов), в которых отчетливо выражена градиционная слоистость, характерная для турбидитных потоков. Эти осадки, сформировавшиеся на мелководном шельфе, попадая на склон в процессе гравитационных оползаний, вероятно, претерпели доломитизацию еще на шельфе. Кремни, завершающие верхнюю часть турбидитного цикла, накопились на самом склоне *in situ*.

Процесс образования доломитовых пород в мелководной части шельфа и их перенос в более глубоководные зоны продолжался непрерывно от раннего фамена до конца нижнего турне. Повышение уровня моря в верхнетурнейское время привело к прекращению доломитообразования в мелководной части шельфа и, как следствие этого, к прекращению их перераспределения. В Малом Каратау повышение уровня моря в конце нижнего ордовика также привело к полному прекращению образования доломитов. В бассейне Чу-Сарысуй-

ской впадины, отгороженной от Большого Каратау каледонской складчатой системой Малого Каратау, карбонатные отложения формировались в аридном климате, в условиях повышенной солености морских вод. Но воды бассейна не достигали концентраций, благоприятных для перенасыщения их ионами магния, поэтому даже на контакте и внутри отложившихся эвапоритовых слоев доломиты отсутствуют.

Приуроченность доломитов к основаниям карбонатных разрезов во всех бассейнах можно объяснить нестабильностью состава морских вод в этот период, когда, в условиях развивающейся трансгрессии, воды наступающего моря смешивались с пресными водами, поступавшими в водоем с речным стоком, метеорными осадками, а также в процессе разгрузки вод из подстилающих отложений. Такие условия являлись благоприятными для перенасыщения вод ионами магния и, как следствие, способствовали обогащению ими накопившихся на дне водоема илов. Необходимо отметить, что эти отложения на стадии катагенеза попадали в зону максимальных давлений и температур, что, по принципу Ле Шателье, ведет к увеличению плотности и уменьшению объема кристаллической решетки, т.е. к перекристаллизации доломитов. Высокое давление препятствовало росту кристаллов, поэтому доломиты, приуроченные к основанию карбонатных разрезов, представляют собой мелкокристаллическую массу, в которой кристаллы доломита в несколько раз меньше размера обломков первичной породы, и последние четко различаются в шлифах.

Эллизионная стадия

По мере накопления карбонатных отложений и их погружения происходит отжим захороненных в них вод, особенно из глинистых прослоев [1, 4]. Эти воды, поднимаясь от палеовпадин к палеоподнятиям, согласно градиента давления, взаимодействовали с вмещающими отложениями, в результате чего менялся их химический состав, (в том числе происходило и насыщение ионами магния), который зависел от того, через какие породы проходила фильтрация. Так, на месторождениях Большого Каратау, относящихся к стратифицированному типу [6, 11], связанному с ремобилизацией рассеянной рудной минерализации и осадчением ее на геохимических барьерах (месторождение Бурабай), среди пластовых доломитов (теневые доломиты) отмечаются пятна, линзы и прослои крупнокристаллических доломитов, в которых

первичная структура и текстура пород отсутствует. В то же время на месторождении Хатынкамал рудная минерализация этого же типа приурочена к поровому пространству биогермной постройки (биостром), сложенной исключительно известняками. Следовательно, изменения пород в пластах, где происходило переотложение свинцово-цинковых руд, в первую очередь зависело от насыщения рудоносных растворов ионами магния, в результате фильтрации их сквозь толщи доломитов, в первом случае (месторождение Бурабай), или известняков, во втором случае (месторождение Хатынкамал). Изучение нефтеносных пластов на территории Татарстана [1] показали, что среди доломитовых пород, слагающих эти пласты, присутствуют доломиты как с повышенными коллекторскими свойствами, так и слабопроницаемые породы. Авторы объясняют образование доломитов различного типа, степенью привноса ионов магния нефтяными растворами, т.е. процесс доломитизации сводится к переходу известняка в доломит в результате насыщения первого ионами магния. Но в отложениях, отвечающих фазам обмеления макроциклов фаменских отложений хр. Б. Каратау (не затронутых эллизионным процессом), наблюдается переслаивание темных доломитов с чистыми известняками. Следовательно, можно предположить два типа замещения на эллизионной стадии:

- известняк – доломит (с увеличением пористости породы);
- метастабильный доломит (теневой доломит) – доломит с идеальной кристаллической решеткой (с низкой пористостью).

Постседиментационная стадия

Образование светлых крупнокристаллических доломитов на месторождениях Ачисай, Смена и Карасай отвечает герцинскому этапу складчатости, когда в зонах крупных разрывных нарушений, под воздействием рудоносных рассолов, произошла полная перекристаллизация доломитовых пород, накопившихся на более ранней стадии. Перекристаллизация характеризовалась укрупнением кристаллов и практически полным выгоранием органического вещества, содержащегося в замещаемых породах.

Таким образом, можно выявить ряд закономерностей в распространении доломитов среди карбонатных отложений всех трех бассейнов седиментации.

1. Во всех трех бассейнах доломиты приурочены к нижней части карбонатного разреза.

2. Накопление доломитов происходило преимущественно в бассейнах (Большой и Малый Каратау) с нормальной соленостью, где мощность доломитовых пород в отдельных разрезах достигает 1 км. В бассейне с повышенной соленостью (Чу-Сарысуйская впадина), доломиты распространены в узком интервале нижней части карбонатного разреза.

3. Максимальное распространение доломитов связано с мелководными отложениями шельфов (карбонатных платформ), которые являлись поставщиком карбонатного материала (в том числе и доломитов) в более глубоководные части бассейнов.

4. Эвстатические колебания уровня моря (падение уровня моря) способствовали образованию крупнокристаллических искристых доломитов (Большой и Малый Каратау).

5. Процесс образования и изменений доломитовых пород в карбонатных отложениях не всегда сводится к простой формуле перехода известняк – доломит.

ЛИТЕРАТУРА

- Морозов В. П. Карбонатные породы визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего и среднего карбона / В. П. Морозов, Э. А. Королев, А. Н. Кольчугин. – Казань: ПФ Гарт, 2008. – 182 с.
- Селлвуд Б. У. Мелководные морские карбонатные обстановки / Б. У. Селлвуд // Обстановки осадконакопления и фации : в 2 т. Т. 2 / под ред. Х. Рединга. – М. : Мир, 1990. – С. 5–73.
- Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории / Дж. Л. Уилсон. – М. : Мир, 1980. – 464 с.
- Холодов В. Н. Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии / В. Н. Холодов // Эволюция карбонатонакопления в истории земли. – М. : Наука, 1988. – С. 3–23.
- Land L. S. The origin of massive dolomite / L. S. Land // Journal Geol. Education. – 1985. – V. 33. – P. 112–125.
- Пономаренко В. В. Ритмичность в накоплении фаменских отложений Центрального и Северо-Западного Каратау и генетически связанных с ней уровней стратиформного барит-полиметаллического оруденения / В. В. Пономаренко // Геолого-генетические особенности месторождений цветных и черных металлов Казахстана. – Алма-Ата : КазИМС, 1990. – С. 31–38.
- Еганов Э. А. Каратау – модель региона фосфоритонакопления / Э. А. Еганов, Ю. К. Советов. – Новосибирск : Наука, 1979. – 185 с.
- Королев В. Г. Кыр-шабактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хребта Малый Каратау / В. Г. Королев, Р. А. Максумова // Изв. АН СССР. Серия: Геология. – 1976. – № 7. – С. 84–89.

В. В. Пономаренко

9. Жемчужников В. Г. Раннепалеозойское доломитообразование в условиях открытого моря на примере отложений Малого Каратау / В. Г. Жемчужников, Н. Н. Петрова // Геология, прогнозирование и оценка месторождений полезных ископаемых Казахстана. – Алма-Ата : КазИМС, 1990. – С. 38–48.

Пензенский государственный университет архитектуры и строительства

В. В. Пономаренко, кандидат геолого-минералогических наук, доцент

Тел. 8-937-444-50-99

nmc@pguas.ru

10. *Лидер М. Р.* Седиментология / М. Р. Лидер. – М. : Мир, 1986. – 439 с.

11. *Севрюгин Н. Н.* Фамен и стратиформное оруденение хребта Каратау / Н. Н. Севрюгин, В. В. Пономаренко, И. В. Стеценко // Геология и полезные ископаемые юга Казахстана. – Алма-Ата : Гылым, 1991. – С. 58–69.

Penza State University of Architecture and Construction

V. V. Ponomarenko, Candidate of Geology and Mineralogy Science, assistant professor

Tel. 8-937-444-50-99

nmc@pguas.ru