

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ БРЕКЧИИ В ДОЛОМИТАХ САТКИНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО РИФЕЯ: СЛЕДЫ ЭВАПОРИТОВОГО БАССЕЙНА?

М.Т. Крупенин

Отчетливо выраженный стратиформный характер магнезитового оруденения, проявленный в расположении его залежей (мощность до 40-80 м) на одном стратиграфическом уровне на протяжении 12 км, в нижней части карагайского горизонта верхнесаткинской подсвиты, является аргументом для сторонников осадочного образования магнезита в Саткинском рудном поле. В то же время, ряд других признаков (тупые латеральные метасоматические контакты рудных тел, крупнокристаллическое сложение, повышенная, относительно доломитов, железистость магнезитов и некоторые закономерности распределения лантаноидов в них) позволяет предполагать метасоматическую природу. Присутствие брекчиевых доломитов отличает литологический состав магнезитовмещающих карбонатных пород карагайского горизонта от ниже и вышележащих «безрудных» карбонатных отложений. Это развитие только в продуктивном на магнезиты горизонте является важным моментом для понимания условий осадконакопления и, возможно, генезиса магнезита.

Брекчии карагайского горизонта представляют собой образования, в составе которых выделяются три основных компонента:

1) обломки вмещающих доломитов; 2) тонкозернистый доломитовый матрикс; 3) гнезда, линзы и неправильной формы выделения вторичного крупнокристаллического доломита. Обломочный компонент представляет собой совершенно неокатанные, часто остроугольные плитки тех же, что и в окружающем пространстве, мелкослоистых серых доломитов, с различной степенью перемещения (иногда незначительной) относительно своего первоначального положения в прошлое. Размеры плиток варьируют в широких пределах и составляют, как правило, первые сантиметры, форма их уплощенная. По объему количество обломков преобладает над цементом. Доломитовый матрикс представлен таким же серым, различных оттенков, доломитом, зернистость которого, как правило, не отличается от доломита в обломках, за исключением случаев с цементом повышенной глинистости, где перекристаллизация проявлена слабее. Гнезда, линзы и неправильной формы выделения вторичного белого доломита размещаются как в тонкозернистом цементе, так и на границах с обломками. Они часто имеют остроугольную форму, иногда в периферии сопровождаются секреторными многослойными или друзовыми выделениями

кварца и вкрапленностью пирита. Отмечено также развитие вкрапленности марказита в центральных частях друзовых гнезд вторичного доломита. Размер доломитовых гнезд составляет, как правило, первые сантиметры, реже достигает первых дециметров. Контакты брекчий с ненарушенными доломитами могут быть как резкими, неровными, с обильным развитием стилолитовых швов, так и постепенными, с затуханием процесса брекчирования. Иногда наблюдаются явления внутриформационных пликативных дислокаций в прослоях, вмещающих брекчии. Нами отмечено послойное чередование горизонтов с развитием брекчиевой структуры и тонкослоистых темно-серых доломитов без признаков нарушения слоистости. Иногда фиксируется резкий согласный контакт между двумя прослоями указанных литотипов пород. Брекчии данного типа являются наиболее характерным специфичным элементом разреза пачек карагайского горизонта. В районе магнетитовых месторождений зоны, насыщенные такими брекчиями, составляют, по отдельным скважинам, более 50 % мощности [Сидоренков, 1964]. По данным документации южного борта Карагайского карьера, мощность прослоев с брекчиевыми текстурами составляет до 170 м, то есть почти половину задокументированного разреза (360 м) карагайского горизонта [Маслов, Крупенин, 1991]. Мощность непрерывно наблюдаемых брекчиевых доломитов в разрезе карагайского горизонта достигает, по данным А.М. Мочаловой (1972 г.), 15-19 м. Б.Д. Бусыгиным (1991) при проведении литолого-фациального анализа в пределах рудоносной полосы Саткинского месторождения показано, что доломиты с брекчиевой структурой преимущественно развиты на простирании основной магнетитоносной полосы в юго-западной и северо-восточной частях территории.

Брекчиевые структуры доломитов ниже карагайского горизонта имеют широкое распространение в разрезе: они начинаются примерно с уровня нижних магнетитовых залежей, широко развиты в магнетитовмещающих пачках доломитов, а также наблюдаются среди массивных и слоистых доломитов выше магнетитов. Широкое развитие этих структур именно в связи с магнетитовым оруденением и некоторые отличия данного типа обломочных структур от седиментационных и тектонических брекчий требуют специального сравнительного рассмотрения.

Типизация брекчиевых доломитов была проведена на основе различного положения обломков вмещающих доломитов в цементирующем их материале и выделений вторичного доломита. Различаются следующие их литотипы: 1) брекчии обрушения (рис. 1 а), в которых обломки смещены относительно первичного положения в слое и повернуты вниз, в «былую пустоту» (коллапс-брекчии); 2) брекчии раздвигания и роста кристаллов (рис. 1 б), в которых обломки смещены в любую сторону относительно своего первоначального положения, в том числе и вверх, под действием роста кристаллов, представленных в настоящее время крупнозернистым вторичным доломитом, форма выделения которого часто клиновидная; 3) брекчии, образованные при формировании трещин усыхания (рис. 1 в), в которых на поверхности напластования наблюдаются полигональные прожилки вторичного крупнозернистого доломита, образующие сеть, типичную для трещин усыхания (обезвоживания). На поперечном разрезе они представлены короткими V-образными прожилками, не выходящими за пределы одного слоя и появляющимися в каждом новом слое мощностью в первые миллиметры на новом месте, фиксируя следующий этап седиментогенного образования трещин усыхания. Последние заполнены крупнокристаллическим белым доломитом, что также указывает на вторичный характер этого процесса.

Все указанные типы образованы неокатанными, в различной степени перемещенными относительно первоначального положения в пласте, остроугольными плитчатыми обломками вмещающих доломитов в доломитовом цементе. Особенностью брекчированных обломков является наличие в их верхней части полоски или зоны белого крупнокристаллического доломита (рис. 1 г). Цемент представлен как тонкозернистым доломитовым матриксом (илистый первичный карбонатный (доломитовый?) нелигифицированный материал), так и вторичным доломитом, образующим гнезда, округлые и линзовидно вытянутые (дисковидные) выделения и полосы вторичного крупнозернистого белого доломита (вторичный карбонат, выполняющий пустоты или метасоматический замесивший легкорастворимый эвапоритовый (?) минерал). Последняя особенность, а именно, присутствие выделений вторичного крупнозернистого белого доломита, отличает указанные разновидности брекчий от темпес-

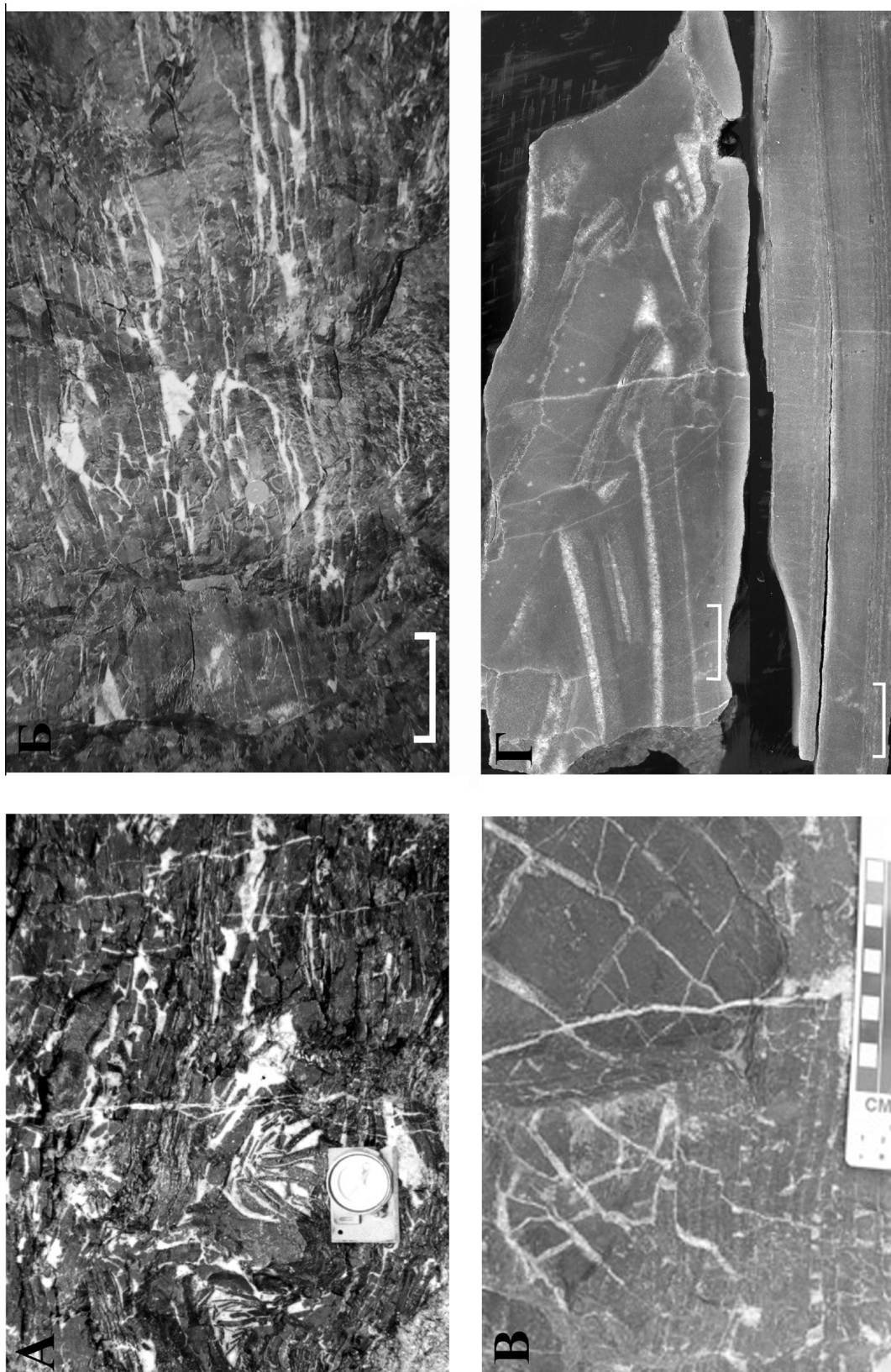


Рис. 1. Типы диагенетических коллапс-брекчий в доломитах карагайского горизонта саргинской свиты.

А – обрушения; Б – роста клиновидных и раздвоенных кристаллов; масштаб – 10 см; В – трещин усыхания; Г – трещины обрушения при растворении с прослойками вторичного белого доломита в верхней части обломков; внизу: ненарушенные доломиты из прослоя, непосредственно подстилающего доломит верхней части образца. Масштаб - 1 см.

титов – седиментационных брекчий, возникших в результате перемещения слабо литифицированного карбонатного осадка штормовыми волнениями. Это отличие подтверждается и распределением брекчиевых структур в разрезе. Как правило, они имеют широкое развитие в пределах магнезитовмещающего пласта, располагаясь с большей или меньшей насыщенностью, которая зависит от степени смещения плитчатых обломков доломита относительно первичной слоистости и обилия угловатых гнезд, выполненных белым доломитом. Карбонатные горизонты саткинской свиты, не содержащие магнезитового оруденения, представлены доломитом или известняком с тонкой горизонтальной слоистостью без признаков брекчиевой структуры, а также и без гнезд белого доломита (см. рис. 1 г).

Литолого-фациальные реконструкции, обзор литературных и фондовых материалов, касающихся литологического состава отложений саткинской свиты (Чернореченская и Уванская антиклинали в 10-25 км к востоку и юго-востоку от Саткинских месторождений), показали, что *«брекчированные разности карбонатов типичны ... только для района Саткинских месторождений магнезита, тогда как в юго-восточных и восточных по отношению к г. Сатке районах на данном уровне они практически не известны»* [Маслов, Крупнин, 1991, с. 28]. Это заключение подчеркивает связь между брекчиевыми доломитами и магнезитовым оруденением.

Проблемы генезиса брекчиевых доломитов касались различные исследователи Саткинских месторождений. М.И. Гарань [1957, с. 25] отмечал: *«Брекчиевидные разновидности карбонатных пород являются внутриформационными образованиями, связанными с диагенетическим изменением осадка и незначительным подводным его размывом»*. А.И. Сидоренков рассматривал их как *«брекчирование осадочно-деформационного типа, подводное оползание осадков, образующихся в стадию диагенеза»* [Сидоренков, 1966 г., с. 63]. Им впервые указано на широкое распространение этих структур почти исключительно в карагайских пачках и дана достаточно полная характеристика брекчиевых доломитов. Литологические особенности брекчий предполагают их формирование в твердой карбонатной породе, прошедшей литификацию, то есть эти образования могут быть отнесены к

диагенетическим брекчиям [Анфимов и др., 1983]. Возникает вопрос: что могло быть причиной их образования, что заставило взламываться доломитовые слои внутри частично литифицированного доломитового субстрата? Почему диагенетические брекчии всегда сопровождаются гнездами и линзами вторичного белого доломита?

А.И. Сидоренков [1964] назвал брекчиевые доломиты «отложениями фации суспензионных потоков», хотя положение этой фации никак не объяснено и совсем не вписывается в комплекс фаций осолоняющейся лагуны, к которому она отнесена. Литотип брекчиевых доломитов описывается этим автором в составе глубоководной зоны центральной части лагуны в парагенетической ассоциации с литотипами, имеющими тонкую горизонтальную слоистость. Указанные типы слоистости характеризуют относительно спокойное гидродинамически пассивное карбонатакопление, которое может быть следствием повышенной глубины (ниже волнового базиса). Однако присутствие в разрезе трещин усыхания и обнаруженных нами микробиальных матов позволяет считать причиной ослабленной гидродинамики именно мелководность бассейна. Суспензионные потоки, как правило, характерны для склоновых отложений, то есть зон, переходных от мелководного шельфа к глубоководному открытому морскому бассейну, связаны или со штормовыми, или с сейсмическими явлениями и формируют гравитационные отложения с эрозионными нижними контактами и градиционной слоистостью. Данные текстуры не характерны для доломитов карагайского горизонта.

Л.В. Анфимовым предполагалось, что брекчирование связано с неравномерной литификацией и усадкой слоев относительно чистого и глинистого доломита, а появление гнезд белого доломита произошло *«в процессе перекристаллизации на отдельных участках»* ... Эти брекчии – *познедиагенетические образования»* [Анфимов и др., 1983, с. 74]. А.В. Масловым [1997, с. 126] отмечалось, что происхождение плоскообломочных доломитовых брекчий в верхнесаткинской подсвите *«вызывает ряд вопросов»* и *«возможно происхождение их за счет неравномерной литификации глинисто-карбонатных осадков»*.

Фациальные условия карбонатакопления карагайского времени, предполагаемые по совокупности литологических признаков пород,

были связаны с условиями гидродинамически пассивного мелководья при слабом привносе терригенного материала. Детальные литолого-фациальные исследования в Саткинском рудном поле [Гарань, 1957; Сидоренков, 1964; Анфимов и др., 1983; Бусыгин, 1991], проведенные на основе изучения первичных седиментационных признаков карбонатных пород, подтвердили вывод об осадконакоплении магнезитовещающего карагайского горизонта в условиях крупной удаленной от береговой линии мелководной лагуны. Мы предполагаем, что в бассейне периодически возникали условия избыточного испарения, которые способствовали образованию эвапоритовых минералов. Можно сравнивать данный бассейн с мелководным лагунно-морским бассейном нижнепермского возраста на Русской платформе, где в дистальных фациях накапливались сульфатно-доломитовые отложения [Кузнецов, 2003]. Последние формировались в условиях удаленных от береговой линии лагун среди крайне мелководных морей на шельфе Русской платформы; они описаны также для позднедевонского Западно-Уральского бассейна [Чувашов, 1968]. Выделенный литотип – брекчиевидные доломиты – можно рассматривать в составе фации коллапс-брекчий эвапоритовых отложений фациального комплекса мелководной осолоняющейся лагуны. Подобные коллапс-брекчии (брекчии обрушения = *collapse breccia* = *evaporate-solution breccia* [Sloss and Laird, 1947]) образуются при выщелачивании растворимых эвапоритовых минералов. Сходные образования, содержащие брекчии доломитовых неокатанных обломков в доломитовом же тонкозернистом цементе с остроугольными гнездами вторичного крупнокристаллического доломита, описаны в настоящее время для различных докембрийских карбонатных последовательностей в качестве коллапс-брекчий [Жарков, 2005], возникших в результате растворения в диагенезе эвапоритовых минералов (гипса), в частности, для эвапоритовых доломитов туломозерской свиты ятуллия (нижний протерозой) Карелии [Melezhik, et al., 2001]. Доломитовые гнезда здесь имеют клиновидную форму, иногда с типичным для гипса раздвоением типа «ласточкин хвост» (рис. 2), а сами доломиты вмещают небольшие пластообразные залежи кристаллического магнезита. Аналогичные клиновидные гнезда вторичного доломита мы обнаруживаем и в карагайском горизонте (см. рис.

1 б), что позволяет проводить прямую аналогию с эвапоритовыми отложениями других докембрийских эвапоритовых бассейнов. Следует отметить, что подобные диагенетические брекчии с развитием гнезд и прослоек белого перекристаллизованного доломита в верхней части доломитовых обломков мы находим также и в доломитах шуйдинской пачки бакальской свиты, содержащей магнезитовые залежи.

В карбонатных отложениях древнее возраста 1,3 млрд. лет не отмечено пластов сульфатов (ангидрита и гипса), что связывается со становлением сульфатного баланса рифейского океана [Grothzinger, Kasting, 1993]. Наиболее древние эвапоритовые ангидрит-галитовые пласты известны в среднерифейском бассейне Амадиес, Австралия [Wells et al., 1967]. Ряд литологических признаков указывает на седиментогенно-раннедиагенетическое развитие гипса в карбонатных отложениях архея-протерозоя в виде отдельных дисковидных включений, гнезд, друз, корочек по наличию соответствующего вида псевдоморфоз вторичного до-

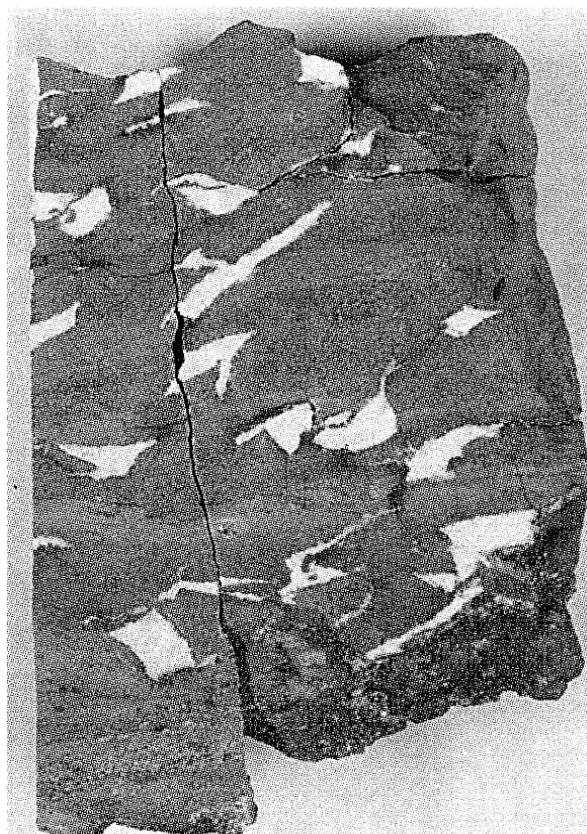


Рис. 2. Доломиты с клиновидными и раздвоенными по типу «ласточкин хвост» псевдоморфозами вторичного доломита по гипсу из туломозерской свиты нижнего докембрия [Melezhik et al., 2001].

ломита [Walker, 1983 и др.]. Однако, как предполагается М.А. Жарковым [2005], сульфатные осадки в это время подвергались интенсивному воздействию сульфат-редуцирующих бактерий, которые переводили серу в восстановленное состояние, превращали в сероводород, возвращающийся в морскую воду из осадка и снова принимающий участие в эвапоритовом круговороте серы. В результате сульфат-редукции на месте гипса возникали псевдоморфные выделения арагонита, позднее переходившего в кальцит, а затем в доломит. Гнездовые выделения гипса и других эвапоритовых минералов (шортит), сохранившиеся в диагенезе, подвергались растворению в раннем катагенезе с образованием коллапс-брекчий [Hoffman, 1981].

Таким образом, в карагайском продуктивном горизонте вторичный доломит – это, скорее, не следствие высокой степени перекристаллизации доломитов под действием гидротермальных метасоматических флюидов в тектонически нарушенной толще карбонатных пород, а результат растворения эвапоритовых минералов и заполнения пустот вторичным карбонатом в диагенезе – раннем катагенезе. Присутствие сульфатов в нижнерифейских отложениях подтверждается находками ангидрита в пелитоморфных доломитах [Горожанин, Мичурин, 2006] этого возраста в Волго-Уральской области. Ранее была показана эвапоритовая природа флюидных включений в магнезитах и доломитах Саткинских и Бакальских месторождений на основе изучения отношений Cl/Br и Na/Br [Крупенин, Прохаска, 2005]. Нахождение коллапс-брекчий в карагайском и шуйдинском горизонтах рассматривается как доказательство эвапоритовой природы вмещающих отложений и важный фактор для формирования метасоматического оруденения в проницаемой брекчированной толще под действием латеральной миграции высокомагниевого эвапоритовых рассолов на раннекатагенетической стадии развития бассейна породообразования [Крупенин, 2005].

Исследование выполняется при финансовой поддержке гранта РФФИ № 06-05-64592 и «Ведущие научные школы» НШ-4210.2006.5.

Список литературы

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнезитов на

Южном Урале. М.: Наука, 1983. 86 с.

Гарань М.И. Геологическое строение и полезные ископаемые Бакало-Саткинского района // Вопросы развития Бакальской рудной базы. Свердловск: УФАН СССР, 1957. С. 23-55.

Горожанин В.М., Мичурин С. В. Литологические, геохимические и изотопные признаки эвапоритизации в раннем рифее Южного Урала // Литологические аспекты геологии слоистых сред. Материалы 7 Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 68-71.

Жарков М.А. Эволюция эвапоритов в докембрии в связи с преобразованиями биосферы и химического состава мирового океана. Статья 1. Эвапориты архея и раннего протерозоя // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т. 12. № 2. С. 19-29.

Крупенин М.Т. . Геолого-геохимические типы и систематика РЗЭ месторождений Южно-Уральской магнезитовой провинции // Доклады РАН. 2005. Т. 405. № 2. С. 243-246.

Крупенин М.Т., Прохаска В. Эвапоритовая природа флюидных включений в кристаллических магнезитах саткинского типа // Доклады РАН. 2005. Т. 403. № 5. С. 661-663.

Кузнецов В.Г. Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М.: ГЕОС, 2003. 262 с.

Маслов А.В., Крупенин М.Т. Разрезы рифея Башкирского мегантиклинория (западный склон Южного Урала). Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 172 с.

Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. 220 с.

Сидоренков А.И. Новые данные по литостратиграфии верхней части разреза саткинской свиты // Геология и полезные ископаемые Урала. Тр. СГИ, вып. 45. 1964. С. 14-24.

Чувашиев Б.И. История развития и биомическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М.: Наука, 1968. 132 с.

Grothzinger J.P., Kasting J.F. New constraints on Precambrian ocean composition // J. Geol. 1993. V. 101. P. 235-243.

Hoffman P.F. Autopsy of Athapuscow Awlacogen: a failed arm affected by three collisions // Proterozoic basin of Canada. Can. Geol. Paper. 1981. 81-10. P. 97-102.

Melezhik V.A., Fallick A.E., Medvedev

P.V., Makarikhin V.V. Palaeoproterozoic magnesite: lithological and isotopic evidence for playa/sabkha environments // *Sedimentology*. 2001. V. 48. P. 379-397.

Sloss L.L and Laird W.M. Devonian system in central and northwestern Montana, AAPG Bull. 1947. V. 31. P. 1404-1430.

Walker J.C.G. Possible limits on the composition of the Archean ocean // *Nature*. 1983. V. 302. P. 518-520.

Wells A.T., Ranford L.C., Stewart A.J. et al. Geology of the North-Eastern part of the Amadeus basin, Northern Territory. Bur. Min. Resources Australia, Rep. 113, 1967. 93 p.