

М.Т. Крупенин, Н.Н. Ларионов, Т.Я. Гуляева, И.Г. Демчук

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ СЕДИМЕНТАЦИИ В БАССЕЙНАХ АВЗЯНСКОГО ВРЕМЕНИ СРЕДНЕГО РИФЕЯ

Авзянское время, завершающее средний рифей, является важным рубежом, определившим заметные изменения в палеогеографии и развитии осадочных бассейнов рифея на востоке Русской платформы. Как показано в последнее время, с начала позднего рифея относительно небольшие интракратонные осадочные бассейны на территории современного Башкирского мегантиклинория сменились крупным перикратонным бассейном, охватившим всю восточную и северо-восточную части Восточно-Европейского кратона [Маслов, 1997 и др.]. Относительно климатических условий седиментации существует пока недостаточно достоверных литологических данных, а применение геохимических индикаторов (CIA, CWA, [Маслов и др., 1999]) указывает на резкую изменчивость условий авзянского времени (от гумидных до аридных) и установление с зильмердакского времени устойчивых эвапоритовых условий. Пока не ясно определено, когда произошла смена палеогеографического и тектонического режима седиментации: в авзянское время или во временном интервале после его завершения. К отложениям авзянской свиты приурочены многочисленные проявления седиментационно-эксгальационной барит-полиметаллической минерализации и полиметаллические месторождения, расположенные как в восточной (Верхне-Аршинское), так и в западной частях мегантиклинория (Кужинское). Изотопными методами получены данные, свидетельствующие о важной минерагенической роли рубежа среднего и позднего рифея, к которому приурочено образование таких крупных гидротермально-метасоматических объектов в регионе, как Бакальские сидеритовые и Суранское селлаит-флюоритовое месторождения. [Крупенин, Эльмис, 2000].

Новая структурная скважина 1, пробуренная Башкирской геолого-геофизической парти-

ей ОАО "Башкиргеология" в рамках ГДП-200 на западном склоне хр. Зильмердак, в 4200 м к северо-востоку от устья р. Сарышка, позволила изучить наиболее западный из вскрытых в настоящее время разрезов отложений среднего рифея. Это, с одной стороны, расширяет область литолого-фациальных и стратиграфических построений, с другой, позволяет ознакомиться с породами среднерифейского разреза, наиболее удаленными от венд-палеозойских уральских структур, оказавших при своем развитии заметное термодинамическое воздействие на рифейские отложения [Анфимов, 1997; Glasmacher et al., 1999; Крупенин и др., 2000].

Разрез скважины 1 можно разделить на три толщи. Нижняя представлена розовато-серыми доломитами с маломощными прослоями глинистых и мергельных аргиллитовидных сланцев бурого с шоколадным оттенком, реже голубовато-серого, цвета. Вскрытая мощность составляет порядка 240 м. Выше залегает толща зеленовато-серых до темно-серых карбонатно-глинистых алевролитов, мелкозернистых серых песчаников и аргиллитовидных микросланцев с редкими прослоями серых, реже кремовых или темно-розовых, глинистых доломитов. Мощность этой пачки в разрезе оценивается величиной около 100 м. Верхняя часть скважины представлена розовыми аркозовыми песчаниками, мощность которых составляет 8 м.

Послойно разрез скважины 1 на хр. Зильмердак представляется следующим образом (снизу вверх).

Толща розовато-серых доломитов:

(505,2-520,0)/10*. Доломиты массивные серо-розовые, тонкозернистые с секущими жилами крупнокристаллического бело-розового доломита мощностью до 1 см и кавернами, порами, пронизывающими как основную массу тонкозернистого доломита, так и жилы крупнокристаллического. Редко наблюдаются прослои

* Здесь и далее в скобках указан интервал глубин, через / – истинная мощность в метрах.

аргиллитовидных сланцев вишневого цвета мощностью до 0,5 м с линзовидными тонкими прослойками розовых мергелей. Сланцы имеют восковой блеск, мягкие, слабо жирные на ощупь.

(481,6-505,2)/9. Доломиты неяснослоистые, скрытокристаллические, зеленовато-серые, реже кремовые с прослойками зеленовато-серых линзовидно-слоистых мергелей и зеленых аргиллитовидных сланцев мощностью до 1 м. Прослойки чистого от глинистой примеси доломита имеют мощность до 1 м. В верхней части интервала встречаются прослойки седиментационной брекчии с доломитовыми песчано-гравийными обломками в глинистой массе.

(351,0-482,0)/76. Доломиты от светло-серых до розовых, тонкозернистые, линзовидно-слоистые, пористые, в частом переслаивании с розовыми линзовидно-слоистыми мергельными доломитами, содержащими прослойки бордовых аргиллитовидных сланцев. Поры имеют форму слабо изогнутых прожилков мощностью 1–2 мм и длиной 10–30 мм. Поры частично заполнены монокристаллами гипса. В средней части интервала в светло-сером тонкозернистом доломите с прожилковой текстурой встречены идиоморфные вытянутые кристаллы гипса размером 10x20 мм (рис. 1). В двух интервалах встречены прожилки гипса мощностью до 5 мм.

(314,7-351,0)/9. Переслаивание доломитов и мергелей с прослойками глинистых сланцев. Доломиты от зеленовато-серых до светло-серых, плотные, тонкозернистые, с нечеткой линзовидной слоистостью. Мергели зеленого цвета различных оттенков с прослойками линзовидно-слоистых карбонатно-глинистых сланцев и карбонатно-глинистых седиментационных брекчий мощностью от первых см до 1 м. Отношение доломитовых и глинистых прослоев состав-

ляет 5:1. Глинистые сланцы в прослойках до 10 см аргиллитовидные, мягкие, с восковым блеском.

(305,0-314,7)/7. Серая нелитифицированная алевроито-песчаная масса с прослойками розовых доломитов пористых, линзовидно-слоистых и неяснослоистых, с разноориентированными прожилками белого крупнокристаллического доломита мощностью до 5 мм.

(282,2-305,0)/17. Доломит зеленовато-серый, линзовидно-слоистый, тонкозернистый, с маломощными прослойками зеленых мергелей и аргиллитовидных сланцев.

(276,2-282,2)/4,2. Песчаник зеленовато-серый, мелкозернистый, массивный и линзовидно-слоистый, с обилием секущих жилок бурого доломита мощностью 1–3 мм, с редкими прослойками темно-зеленых и черных тонкослоистых глинистых сланцев. Песчаник имеет доломитовый (магнезитовый?) цемент с размером кристаллов до 2 мм.

(274,0-276,2)/1,5. Магнезит крупнокристаллический, зеленовато-серый, мелкослоистый. Слоистость образована прерывистыми волнистыми слоями серого глинистого материала мощностью не более 1 мм и иногда подчеркивается послойными стилолитовыми швами. Магнезит имеет равномерную зернистую структуру и состоит из изометричных кристаллов размером около 2 мм с сильным стекляннным блеском. Порода пересекается прожилками бурого и белого доломита мощностью 2–4 мм, которые срезаются стилолитами. Верхний контакт магнезитового прослоя с вышележащим доломитом постепенный и наблюдается по изменению структуры от крупнозернистой (1–2 мм) до тонкозернистой (менее 0,2 мм).

(236,7-276,2)/33. Доломиты в различной степени глинистые, до мергелей, пестроцветные, от серо-розовых до серо-зеленых, тонкозернистые. Окраска обусловлена примесью глинистого материала различного цве-

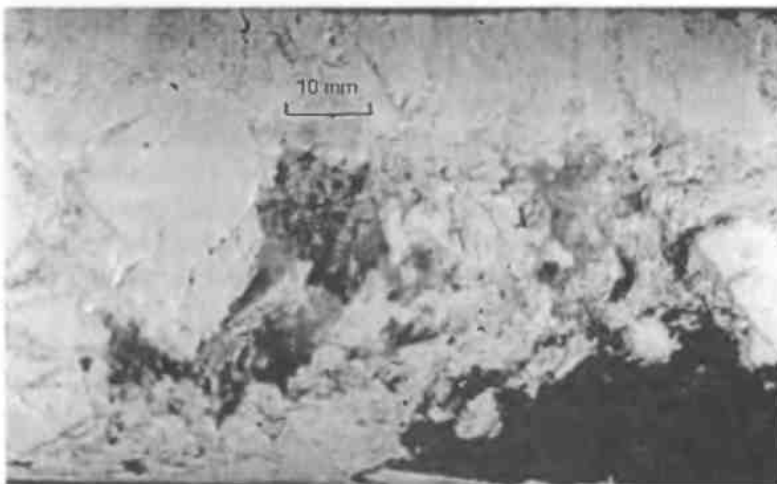


Рис. 1. Идиоморфные кристаллы гипса (серое в центре) в афанитовом доломите (светло-серое) авзянской свиты.

Внизу справа – прослой бурого мергеля (темно-серое). Скважина 1, глубина 398 м.

та, образующего отдельные тонкие прослойки или серии прослоек. Доломиты пористые, пористость достигает 20%, поры имеют преобладающий размер 1–2 мм, реже образуют гнезда мощностью 3–5 мм и длиной до 20 мм, инкрустированные скаленоздрами кальцита. Кроме того, породы пронизаны секущими прожилками крупнокристаллического белого доломита мощностью 2–3 мм.

(175,6–236,7)/52. Грубое переслаивание песчаников мелкозернистых, зеленовато-серых, на доломитовом цементе, с обилием секущих бурых анкеритовых прожилков, глинистых сланцев темно-серых и доломитов зелено-серых с секущими прожилками крупнокристаллического бурого доломита (анкерита?). Мощность пакетов доломитов и песчаников составляет 5–15 м. В верхней части интервала преобладает переслаивание доломитов зеленовато-серых с мелкой волнистой слоистостью и темно-серых алевролитово-глинистых линзовидно-слоистых сланцев.

(149,5–175,6)/22. Доломиты тонкозернистые, массивные, кремновые и серо-розовые, в конце интервала мелковолнисто-слоистые пористые, с прослойками зеленой глины и жилами крупнокристаллического гипса.

Толща серых карбонатно-глинистых алевролитов и песчаников:

(131,0–149,5)/16. Переслаивание песчаников мелкозернистых, темно-серых, глинисто-кварцевых с прослойками зеленого, реже черного, глинистого сланца. Песчаник пористый, слабо сцементированный, местами кварцитовидный, с секущими кварц-анкеритовыми прожилками. Соотношение песчаника и глинистого сланца в пакете составляет 3:2.

(106,0–131,0)/23. Переслаивание песчаников глинисто-кварцевых на доломитовом цементе и доломитов светло-серых и кремновых с секущими доломитовыми прожилками. Песчаники имеют мощность до 6 м.

(96,0–106,0)/8. Песчаник мелко-среднезернистый, кварцитовидный, зеленовато-серый, неяснослоистый.

(90,5–96,0)/4. Доломит светло-серый, волнисто-слоистый, тонкозернистый, с прожилками белого крупнокристаллического доломита.

(22,7–90,5)/46. Грубое чередование песчаников и аргиллитовидных сланцев в соотношении 3:1. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, серые и зеленовато-серые, неяснослоистые, с секущими прожилками белого кварца, долами-

та и сульфидов, образуют прослои мощностью от 0,3 до 5 м. Сланцы аргиллитовидные, темно-серые до черных, образуют прослои мощностью от 0,1 до 1 м.

(8,2–22,7)/10. Песок серый с обломками песчаников, глинистых сланцев.

Выше залегают дезинтегрированные терригенные отложения, относимые к зильмердакской свите.

(0,0–8,2)/8. Песок розовый с обломками аркозовых розовых песчаников.

Описанный разрез характеризуется рядом особенностей, отличающих их от всех известных разрезов авзянской свиты. Прежде всего, необычным является высокая пористость доломитов и насыщенность их включениями гипса. Доломиты в данной скважине характеризуются очень низкой степенью перекристаллизации, представлены преимущественно афанитовыми разностями. В то же время для них характерна высокая пористость, образованная мелкими порами в форме полых гнезд и прожилков мощностью до 2 мм и длиной до 15–30 мм. Некоторые из этих пор частично заполнены крупнокристаллическим гипсом и скаленоздрами кальцита размером до 3 мм. Кроме того, на глубине около 500 м в афанитовом доломите встречены идиоморфные вытянутые монокристаллы гипса размером до 20 мм (см. рис. 1). Такие кристаллы могли вырасти только в раннем диагенезе еще до полной литификации протодоломитового осадка. Следовательно можно говорить об образовании гипса в среднерифейском бассейне седиментации. Для стратотипического разреза рифея это совершенно новый факт. Если ранее об эвапоритовых условиях седиментации можно было судить лишь по косвенным фактам (красноцветность отложений, глиптоморфозы по кристаллам соли, использование петрохимических модулей, геохимических индексов), то наличие раннедиагенетического гипса в доломитах является прямым подтверждением эвапоритовой природы осадков, то есть их формирования в условиях преобладания испарения над привносом воды в бассейнах, не имеющих постоянной устойчивой связи с морем [Страхов, 1963 и др.].

Присутствие гипса в отложениях рифейского стратотипа является большой редкостью и ранее гипсоносные толщи здесь описаны не были. Анализ распределения эвапоритовых формаций во времени показывает, что образование гипсов на поверхности Земли началось

только с рифея, а заметные залежи и гипсов и ангидритов в Канаде, Австралии начали формироваться в среднем и верхнем рифее [Яншин и др., 1977]. Определяется это, вероятно, особенностями рифейской седиментации, когда, в условиях высокой минерализации морской воды, повышенной влажности атмосферы и недостатка кислорода для адекватного окисления серы, эвапоритовый процесс редко достигал сульфатной, а тем более галогенной стадии [Фролов, 1995]. Определенную роль в плохой сохранности гипса могла сыграть значительная преобразованность рифейских отложений, в которых относительно легко растворимые гипс и галогены вымывались в процессах раннего катагенеза пород. Процесс растворения гипса наблюдается и в изученной скважине 1. Выражается он высокой пористостью гипсоносных доломитов. В интервале глубин 420–440 м из толщи переслаивания терригенных и карбонатных пород, содержащих прослойки интенсивно дезинтегрированных рыхлых образований, получен приток напорных минерализованных сульфатных магниевых-кальциевых вод с дебитом 2–3 л/сек. Наряду с этим в доломитах происходит развитие в порах вторичных крупнокристаллических карбонатных минералов. Дальнейшее преобразование может привести к полному залечиванию пор аутигенными карбонатами (крупнокристаллическим кальцитом или доломитом) и приобретению породой прожилково-гнездовой текстуры, связываемой, обычно, с прохождением процессов метагенеза. Рассмотренный пример показывает, что образование вторичных прожилково-гнездовых текстур пород определяется не только степенью внешних термодинамических воздействий в эпигенезе, но и минеральным составом первичного седиментогенного субстрата.

Изучение глинистых пород авзянской сви-

ты из разреза скважины 1 методом рентгенофазового анализа показало, что состав их является необычным для глинистых пород авзянской свиты в мегантиклинории. В составе изученных проб преобладающим минералом является магнезиальный хлорит. Это подтверждено также и химическими анализами по высокому содержанию MgO (7–14%) при низком содержании примеси доломита (не более 10%) и отсутствии других магниесодержащих минералов (таблица). Калиевая слюда в образцах находится в подчиненном количестве, размытый характер базальных рефлексов предполагает слабый уровень постседиментационных преобразований. В одном образце обнаружено смешанослойное образование хлорит-монтмориллонит с некоторым количеством разбухающих пакетов (набухание при насыщении этиленгликолем от 14,1 до 15 ангстрем; появление после отжига при 550°C пиков 12, 3 и 14,1 ангстрем). Присутствие этой примеси указывает на низкую степень трансформации глинистых минералов и подтверждает слабое постдиагенетическое преобразование пород. Из других примесей присутствуют микроклин, кварц, небольшая примесь доломита, в красноцветных глинистых сланцах отмечен гематит (см. табл.). В пробе зеленоцветного глинистого сланца гематит отсутствует, при этом отмечается и повышение железистости хлорита (по рентгеновским данным). Присутствие магнезиального хлорита в глинистых породах рифейского стратотипа, как нам известно, является очень редким фактом [Маслов и др., 1999]. До сих пор он был отмечен только в глинистых породах и в нерастворимом остатке доломитов и магнезитов верхнесаткинской подсвиты в пределах Саткинского рудного поля, где широко проявлены процессы магнезитообразования [Варлаков, Сидоренков, 1964; Крупенин и др., 2001]. Считается, что магнезиальный хло-

Состав глинистых минералов по скважине 1 по данным рентгенофазового анализа

№ пробы	Mg-Chl	Mg-Fe Chl	Mu	СМО	Mc	Qu	Dol	Hm	Цвет
1/315	-	+	+	-	+	+	+	-	Голубовато-серый
1/360	+	-	Сл	-	+	+	+	+	Розово-бурый
1/405	+	-	Сл	+	+	+	+	+	Розово-бурый

Примечание. (+) – минерал присутствует в количестве более 5%; Сл – минерал присутствует в количестве менее 5%; (-) – минерал отсутствует; Mg-Chl – магнезиальный хлорит; Mg-Fe-Chl – железисто-магнезиальный хлорит; Mu – калиевая слюда; СМО – смешанослойное образование хлорит-монтмориллонит; Mc – микроклин; Qu – кварц; Dol – доломит; Hm – гематит.

рит формируется либо в условиях сухого климата при выветривании основных пород [Фациальные типы ..., 1973], либо в результате регионального метаморфизма, причем при температурах более высоких, нежели железистый или магнезиально-железистый хлориты [Коренбаум, 1969]. В нашем случае, как представляется, присутствие магнезиального хлорита в глинистых породах является еще одним подтверждением эвапоритовой природы бассейна седиментации в авзянское время.

Присутствие микроклина в составе терригенной примеси глинистых сланцев авзянской свиты в скважине 1 отличает этот разрез от других разрезов авзянской свиты, как и других свит среднего рифея, для обломочных пород которых характерным является преобладающее присутствие кварца и альбита. Микроклин является основным минералом терригенных пород, наряду с кварцем, для верхнерифейского разреза. Как отмечалось В.А. Филипповым [1997], в разрезе среднего рифея аркозовые кластогенные породы являются характерной особенностью только отложений кужинской толщи. Для последней данным исследователем усматривалось место стратиграфически выше авзянской свиты, в виде самостоятельного стратона перед зильмердакской свитой верхнего рифея. Другими исследователями кужинская толща параллелизуется с катакской подсвитой [Ларионов, 1994; Маслов, Анфимов, 2000 и др.]. Можно предположить, что появление микроклина в глинистых отложениях западных разрезов реветской подсвиты отражает появление новых источников сноса на востоке Русской платформы, содержащих микроклин, активный размыв которых начался позднее, в зильмердакское время, после проявления восходящих движений на границе среднего и позднего рифея.

Обнаружение прослоя магнезита в верхней части толщи пестроцветных доломитов, относимых к авзянской свите в исследуемой части Башкирского мегантиклинория, является необычным, поскольку до сих пор магнезиты были известны только в доломитовых просло-

ях катакской подсвиты из более восточных районов и из района Кужинского полиметаллического месторождения. Например, в скважине 236 [Казаков и др., 1977, устное сообщение] выявлены три магнезитовые залежи мощностью от 3 до 15 м с содержаниями MgO 28–44%. Однако, само присутствие магнезита в карбонатных отложениях, сформированных в аридных или семиаридных условиях, является особенностью для бассейнов с аномальной соленостью, отмеченной еще Н.М. Страховым [Страхов, 1944] для нижнепермских отложений Предуральского прогиба и отражает обогащенность среды седиментации катионами магния при относительном недостатке кальция и общей высокой щелочностью среды.

В глинистых породах скважины 1 обнаружено закономерное изменение основных породообразующих компонентов. Снизу вверх по разрезу наблюдается постепенное снижение содержания MgO от 14,87 до 3,35 % (рис. 2). Оно сопровождается повышением содержаний Al_2O_3 от 11–12 до 18–19 %, K_2O от 4,46 до 8,29 %, а также FeO от 1 до 3,81 %. Объяснение этого феномена заключается в закономерном изменении минерального состава снизу вверх по разрезу. В красноцветных аргиллитах нижней части толщи (пробы 1/518–1/360) присутствует магнезиальный хлорит и гематит. Начиная с пробы 1/315 породы имеют серый до черного цвет, гематит в них отсутствует, количество Fe_2O_3 снижается, а FeO увеличивается. При этом достаточно резко падает количество MgO (с 11,51 до 7,14, а затем до 3,35 %) в связи с уменьшением

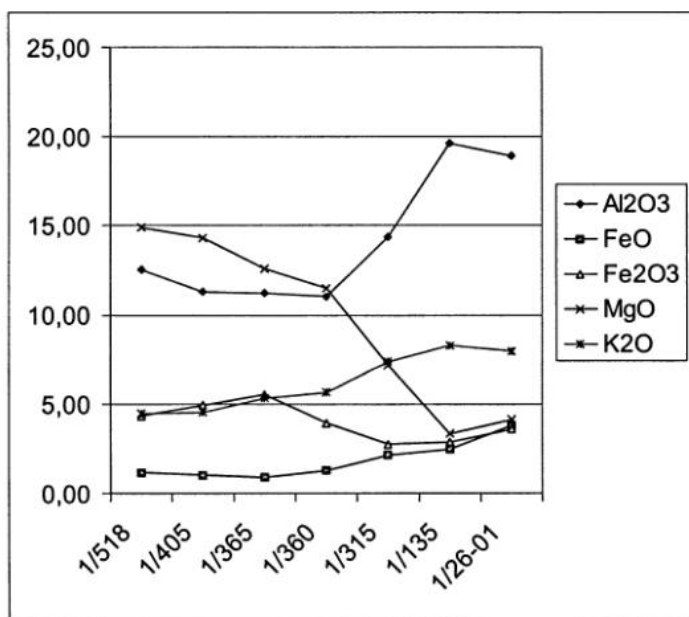


Рис. 2. Распределение породообразующих окислов в глинистых породах авзянской свиты.

Скважина 1.

содержания хлорита и возрастанием содержания калиевой слюды (при этом содержание K_2O возрастает от 4,46 до 8,29 %) и повышением железистости самого хлорита. Высокая магнезиальность хлорита и его высокая концентрация среди красноцветов в нижней части скважины 1 подтверждается отсутствием корреляции MgO с другими карбонатными компонентами (CaO , п.п.п. и CO_2) здесь и появлением такой корреляции в сероцветных глинистых породах верхней части скважины (за счет вхождения MgO в состав доломита). Все это указывает на постепенное изменение условий седиментации и, вероятно, отражает эволюцию бассейна от эвапоритового, с развитием доломитовой толщи, содержащей гипс, а в прослоях глинистых пород магнезиальный хлорит и гематит, до гумидного, отложения которого были представлены сероцветными терригенно-глинистыми породами хлорит-слюдистого состава с редкими и маломощными прослоями доломитов.

Аркозовые песчаники верхней толщи, вскрытой скважиной 1, несомненно, относятся к отложениям зильмердакской свиты верхнего рифея. Нижняя и средняя толщи относятся к авзянской свите, однако, представляется преждевременным делать вывод об их принадлежности к конкретным стратиграфическим пачкам. Толща с преобладающим развитием розовых доломитов и вышележащая толща сероцветных терригенно-глинистых пород могут относиться соответственно к реветской и тюльменской подсвитам, завершающим разрез авзянской свиты. Однако, усматривается определенное сходство данного разреза с отложениями нижней части кужинской толщи, развитой в южной части Башкирского мегантиклинория (район Кужинского барит-полиметаллического месторождения). Это сходство определяется характером чередования пестроцветных и темноокрашенных пакетов карбонатно-терригенных пород, присутствием своеобразных пористых текстур карбонатных пород, заметно более высокой магнитной восприимчивостью (более чем в 2 раза) по сравнению с породами реветско-тюльменского уровня из более восточных районов, повышенной железистостью карбонатных пород, присутствием кристаллического магнезита, наличием сульфатных вод, связанных с этими отложениями.

Исследования выполняются при поддержке гранта РФФИ 00-05-64497.

Список литературы

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю.Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.

Варлаков А.С., Сидоренков А.И. О составе некарбонатной части Саткинских магнезитов // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Свердловск: Изд-во СГИ, 1964. С. 153–157.

Коренбаум С.А. Минеральные парагенезы тальковых месторождений. М.: Наука, 1967. 287 с.

Крупенин М.Т., Демчук И.Г., Иванов К.С., Калеганов Б.А. Зональность изменения кристалличности и К-Аг возраста диоктаэдрических слюд из глинистых пород рифея Башкирского мегантиклинория (вдоль сейсмопрофиля Урсейс-95) // Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минерагения: Материалы 4 регионального Уральского литологического совещания. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000 С. 64–65.

Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Мосейкин Д.Ж. Распределение минералов- и элементов-примесей в магнезитах и вмещающих рифейских доломитах Саткинского месторождения // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий. Уфа: ИГ УНЦ, 2001. Т. 2. С. 222–225.

Крупенин М.Т., Эльмис Р. Основные этапы образования стратифицированного оруденения в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория (к созданию генетических моделей) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2000. С. 117–123.

Ларионов Н.Н. Геология и рудоносность авзянской терригенно-карбонатной формации среднего рифея на Южном Урале / Автореф. ... дис. канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1994. 19 с.

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

Маслов А.В., Анфимов Л.В. Авзянская рудоносная свита среднего рифея Южного Урала (лито-стратиграфия, условия образования, минерагения). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 132 с.

Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т., Демчук И.Г. Тонкая алюмосиликокластика в верхнедокембрийском разрезе Башкирского мегантиклинория (к реконструкции условий формирования). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 324 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Геосгеолтехиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М., Цветков А.И. К вопросу о распространении магнезита в осадочных породах // Записки Всероссийского минералогического общества. Ч. LXXIII, № 4. 1944. С. 209–222.

Фациальные типы глинистых пород (и их первичные литологические особенности) / М.Ф.Викулова, Ю.К.Бурков, А.В.Македонов и др. Л.: Недра, 1973. 288 с.

Филиппов В.А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 191–201.

Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. М.: Изд-во МГУ, 1995. 352 с.

Янишин А.Л., Жарков М.А., Казанский Ю.П. Эволюция осадочного породообразования в истории Земли и связанные с ней закономерности размещения полезных ископаемых // Геология и геофизика. 1977. № 11. С. 90–97.

Glasmacher U., Reynolds P., Alekseyev A.A. et al. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // Geologische Rundschau. 1999. V. 87. P. 515–525.