

ПРИУРАЛЬСКАЯ ПЕРИКРАТОННАЯ ВПАДИНА В РАННЕМ И СРЕДНЕМ РИФЕЕ – НАДРИФТОВЫЙ ОСАДОЧНЫЙ БАСЕЙН С ЭВАПОРИТАМИ: МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

© 2020 г. М. Т. Крупенин

Приуральская перикратонная впадина, в состав которой входили рифейские отложения Башкирского мегантиклинория, имеет все признаки надрифтового осадочного бассейна. В начале раннего и среднего рифея вулканогенно-терригенное выполнение соответствует эпизодам рифтинга (возраст вулканитов 1752 и 1380 млн лет) с последующими длительными этапами эпикратонного шельфового осадконакопления в более широких бассейнах синеклизного типа. Перед образованием отложений верхнего рифея следовал длительный перерыв. На основе метода тектонического анализа мощностей выполнены расчеты длительности накопления отложений бурзяния и юрматиния. В бурзянии их мощность соответствует временному интервалу накопления по данным геохронологии (370 млн лет), в юрматинии существовал долгий, до 130 млн лет, перерыв в седиментации перед началом каратавия. Длительность накопления эвапоритовых доломитов в бурзянии и юрматинии составляет соответственно около 150 и 40 млн лет. Это определяет преобладающий объем захороненных высокомагниевого рассолов в бурзянии и объясняет широкое развитие магнезитов на этапе машакского рифтинга. С длительным перерывом между юрматинием и каратавием связаны два отдельных эпизода тектоно-термальной активизации и образования Mg-Fe метасоматических карбонатов, полиметаллов, барита и флюорита при миграции рассолов в породном бассейне.

Приуральская перикратонная впадина [Пучков, 2010], в состав которой входили рифейские отложения Башкирского мегантиклинория (БМА), имеет все признаки надрифтового осадочного бассейна. Приуральская впадина в рифее на западе соединялась с Камско-Бельским и далее с Серноводско-Абдулинским и Пачелмским прогибами (авлокогенами), широко распространенными в Волго-Уральской области, где они погружены под отложения фанерозоя и изучены по сети параметрических скважин и сейсмическим данным. Вместе эти структуры формировали серию бассейнов нижнего, среднего и верхнего рифея с трансгрессивным характером осадконакопления. Бассейны представляли собой широкие кратонные депрессии общей мощностью рифейских отложений более 15 км. Особенностью бассейнов раннего и среднего рифея было присутствие рифтогенного режима на начальной стадии и синеклизного на последующих.

Формирование платформенного чехла на палеопротерозойском основании в раннем рифее началось в линейных грабенах с вулканогенно-терригенным выполнением, морфологически подобных внутриконтинентальным рифтам [Парначев, 1988; Милановский и др., 1994]. Изотопный U-Pb возраст трахибазальтов основания айской свиты составляет 1752 ± 18 млн лет [Краснобаев и др., 2013]. Нижняя часть айской свиты БМА, по мнению А.В. Маслова [Маслов и др., 2001а], соответствует эпизоду «рассеянного рифтинга» в этой части континента Балтика. На территории Волго-Уральской области и БМА сформировался крупный субизоме-

тричный бассейн «с раздробленным на блоки гетерогенным основанием, сложенным как кристаллическими, так и метаосадочными породами» [Маслов и др., 2001а, с. 45]. Затем последовал длительный этап «квазистационарного» развития относительно мелководного эпикратонного осадконакопления преимущественно в прибрежно-континентальных и морских шельфовых условиях, во время которого сформировался мощный терригенно-карбонатный комплекс отложений верхней части айской, а также саткинской и бакальской свит бурзяния. В начале среднего рифея в восточной части бассейна образовался линейный субмеридиональный (в современных координатах) рифтовый прогиб, выполненный вулканогенно-терригенными отложениями машакской свиты в центральной части БМА. Изотопный U-Pb возраст цирконов из вулканитов составляет 1380 ± 3 млн лет [Puchkov et al., 2013]. Вышележащие терригенно-карбонатные отложения среднего рифея (зигальгинская, зигазино-комаровская и авзянская свиты) накапливались в более широком бассейне синеклизного типа. Затем следовал очередной, вероятно, весьма длительный перерыв в осадконакоплении перед образованием отложений верхнего рифея (каратавия). В позднем рифее (1030–600 млн лет) произошли резкая смена стиля седиментации и превращение интракратонного осадочного бассейна в перикратонный [Маслов, 1997].

В настоящее время западная часть Приуральской перикратонной впадины погружена под палеозойские отложения Предуральского краевого про-

гиба, а восточная – обнажена в структуре Башкирского мегантиклинория (поднятия). Предполагается, что эта часть рифейских отложений Приуральской впадины была последовательно вовлечена в орогенез сначала в позднем венде-кембрии (Тиманиды), а затем более широко в позднем палеозое (Уралиды) [Пучков, 2010]. В то же время этот осадочный бассейн имеет длительную, около 1 млрд лет, доорогенную историю и процессы, которые в нем происходили в рифее, имели первостепенное значение для формирования пород и минерализации. Предполагаемые депоцентры осадочных бассейнов раннего и среднего рифея соответствовали области Предуральского краевого прогиба и мигрировали с востока на запад, а в верхнем рифее – на восток [Романов, Ишерская, 1994; Маслов, 2000].

Отложения нижнего рифея в северной части БМА, где обнажается весь разрез, имеют мощность до 6500 м [Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001б]. Толщина глинисто-карбонатных комплексов бурзяния здесь достигает 3500–4900 м, в то время как в более южных и восточных частях (Ямантауский антиклинорий) она составляет не более 2300–2900 м, но там неизвестно основание отложений бурзяния. Принимается, что и мощности разреза, и фациальный состав отложений бурзяния не имеют в рассматриваемом осадочном бассейне заметных колебаний [Маслов, 1997]. Анализ соотношения средних мощностей по типам пород для бурзяния показывает последовательное нарастание от базальтов к грубо терригенным породам (конгломераты и песчаники) и далее к сланцам и карбонатам в соотношении 1:10:40:49% (табл. 1). Таким образом, грубо терригенные и алевроглинистые породы количественно сопоставимы с карбонатными (49 и 50%) и их мощности составляют соответственно 700, 2600 и 3200 м (рис. 1). В самих карбонатных породах бурзяния доломиты преобладают над известняками (в соотношении 72 и 28%). Следует отметить, что под доломитами в данном случае понимаются не эпигенетические гидротермально-метасоматические образования, которые являются элементом метасоматической зональности при формировании Fe-Mg карбонатов [Анфимов, 1997; Крупенин, 1999; и др.], а раннедиагенетические стратифицированные доломитовые пласты эвапоритового генезиса [Крупенин и др., 2011; Крупенин, 2018]. Карбонатные породы развиты в средней и верхней частях разреза бурзяния и в их составе доломиты в значительной мере слагают саткинскую свиту (около 2200 м), доломитовый прослой до 100 м прослеживается и в бакальской свите, в последней известняки занимают до 500 м разреза. Таким образом, высокая доля эвапоритовых карбонатных пород в разрезе бурзяния отражает длительные периоды существования аридных условий на протяжении раннего рифея (1750–1380 млн лет).

Отложения юрматиния имеют суммарный разрез от 4000 до 6200 м по разным оценкам и районам [Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001б], среднее значение 4700 м. В центральной и восточной частях БМА мощность отложений среднего рифея возрастает за счет как локально развитой вулканогенно-терригенной машакской свиты (трог рифта), так и увеличения мощности вышележащих отложений. Например, толщина кварцитовидных песчаников зигальгинской свиты в западном борту машакского грабена (Тараташский антиклинорий, район Бакала) составляет всего от 60 до 120 м, в то время как в центральной части грабена, где развиты отложения машакской свиты (Ямантауский и Ирмельский антиклинории), мощность этой свиты достигает 400 м [Стратотип..., 1983]. В юрматинии соотношение мощностей всех типов пород находится на примерно одном уровне с тенденцией уменьшения относительной роли карбонатов. Соотношение вулканитов, грубо терригенных пород, сланцев и карбонатов равно 24:29:30:18% (см. табл. 1). Высокое, по сравнению с таковым в бурзянии, содержание магматических пород, а также грубо терригенных, вполне объясняется приуроченностью отложений к активной фазе машакского рифта, сформировавшего в центральной и восточной частях БМА разрез до 2400 м (машакская свита). Вероятно, высокая скорость погружения и после завершения активной вулканической деятельности способствовала накоплению увеличенных мощностей в этой части осадочного бассейна (под трогом рифта) в синеклизную стадию. Тем не менее суммарная мощность юрматиния меньше бурзяния. Вероятно, это объясняется относительно коротким временем седиментации (в интервале геологического возраста отложений от 1380 до предположительно 1230 (?) млн лет) в юрматинии. Время завершения осадконакопления в юрматинии до сих пор не определено, и значение 1230 (K-Ar возраст глауконитов из куткурской подсвиты авзянской свиты [Полевая, Казаков, 1961]) не является корректным и общепринятым.

На основе метода тектонического анализа мощностей [Гарецкий, Яншин, 1960; Сеславинский, 1981; и др.] выполнены расчеты длительности накопления отложений бурзяния и юрматиния. Применимость данного метода наиболее корректна для полностью компенсированных относительно мелководных отложений шельфа. Многочисленные литолого-фациальные исследования уральского рифея подтвердили преимущественно бассейновый шельфовый характер осадконакопления [Маслов и др., 2001б и ссылки в этой работе]. Метод базируется на оценочных величинах скоростей накопления отложений различного генезиса (см. табл. 1), основанных на учете и обработке огромного массива предшествующих данных, собранных различными исследователями. Расчеты име-

Таблица 1. Мощность литотипов отложений свит бурзяния и юрматиния в разрезах Приуральской впадины* и расчетная длительность осадконакопления соответствующих фациальных типов осадков**

Мощность, м									
Свиты	Мощность средняя, м	Вариации мощности		1	2	3	4	5	6
		Min	Max						
RF ₂ av	1240	1100	1400		40	440	760	430	330
RF ₂ zk	970	750	1500		20	850	100		100
RF ₂ zg	150	120	370		140	10			
RF ₂ ms	2400	2300	2400	1120	1160	120			
RF₂	4760	4270	5670	1120	1360	1420	860	430	430
%	100			24	29	30	18	9	9
RF ₁ bk	1570	1350	1650			1030	540	60	480
RF ₁ st	3140	2300	3540			500	2640	2230	410
RF ₁ ai	1800	1700	2200	50	700	1050			
RF₁	6510	5350	7390	50	700	2580	3180	2290	890
%	100			1	11	40	49	35	14
Время, млн лет									
	Общее время накопления	Начало накопления	1	2	3	4	5	6	
			50B***	30B	15B				15B
Перерыв		1182							
RF ₂ av	80	1262		1	17		29	33	
RF ₂ zk	42	1304		1	31			10	
RF ₂ zg	6	1310		5	1				
RF ₂ ms	73	1383	23	46	4				
RF₂	201	1383–1182	22	54	53		29	43	
Перерыв		1383							
RF ₁ bk	91	1474			39		4	48	
RF ₁ st	209	1683			19		149	41	
RF ₁ ai	69	1752****	1	28	40				
RF₁	369	1752–1383	1	28	97		153	89	

*[Стратотип..., 1983; Маслов и др., 2001б].

**[Гарецкий, Яншин, 1960; Сеславинский, 1984; Маслов и др., 2001а].

***Мощность в метрах, накопленная за 1 млн лет (1B (бубнов) = 1 м/млн лет).

****[Краснобаев и др., 2013].

Примечание. **1** – базальт; **2** – конгломерат + песчаник; **3** – алевролит + глинистый сланец; **4** – карбонатные породы (известняки + эвапоритовые доломиты); **5** – раннедиагенетические стратифицированные доломитовые пласты эвапоритового генезиса; **6** – известняки морского генезиса.

ют, несомненно, приближенный характер, что связано как с особенностями методики, так и с использованными нами собственными фациальными интерпретациями. Однако, учитывая, что ошибка определения длительности осадконакопления имеет систематический характер, поскольку одинаково распространена на все рассматриваемые отложения (и

бурзяний, и юрматиний), допустимо сравнение относительной длительности каждого из двух изучаемых стратонов.

В соответствии с данными по оценочным величинам скоростей осадконакопления в платформенных условиях [Сеславинский, 1984; Маслов и др., 2001а] и рассчитанными нами средними мощно-

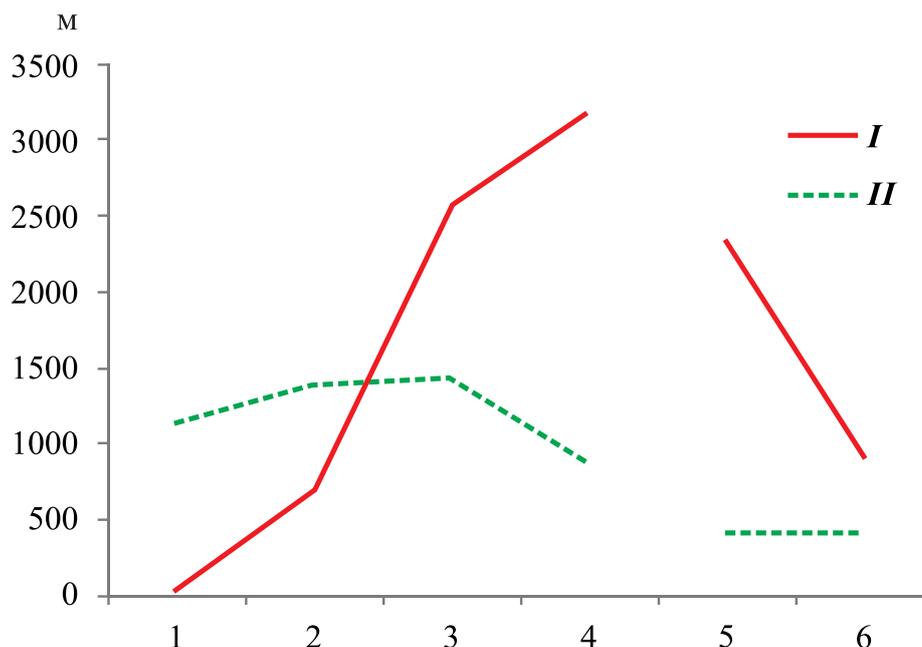


Рис. 1. Распределение мощностей по типам пород разреза БМА для отложений бурзяния (I) и юрматиния (II). 1 – вулканиды; 2 – конгломераты и песчаники; 3 – алевролиты и глинистые сланцы; 4 – карбонатные породы; 5 – доломиты; 6 – известняки.

стями соответствующих литотипов пород в свитах раннего и среднего рифея рассматриваемого региона (см. табл. 1) условно принято, что скорости накопления осадков различного генезиса составляют: морские карбонатные – 3 В; морские терригенные – 6; континентальные – 50; мелководно-морские терригенные – 15–25; прибрежно-морские терригенные – 20–30; мелководно-морские карбонатные – 5–15; прибрежно-морские карбонатные ~ 20 В. Под 1 В (бубнов) понимается скорость накопления 1 м / 1 млн лет. Конкретный пример рассчитанной скорости накопления (соотношение мощности толщи и длительности седиментации) алевроглинистых пород можно использовать из разреза бурзяния. Известно, что саткинская свита завершается казымовской пачкой морских известняков с возрастом 1550 ± 30 млн лет (Pb-Pb метод [Кузнецов и др., 2008]). Затем следует 500 м толща макаровской подсвиты бакальской свиты, сложенная преимущественно глинистыми сланцами и глинистыми алевролитами с маломощными прослоями строматолитовых известняков и тонкозернистых песчаников. Выше залегает пачка тонкослоистых (микробалиты) и строматолитовых, микрофитолитовых известняков переменной мощности (0–200 м) березовской пачки малобакальской подсвиты с возрастом 1430 ± 30 млн лет (Pb-Pb метод [Кузнецов и др., 2003]). Все отложения формировались в едином бассейне без заметных перерывов в осадконакоплении, в условиях карбонатного мелководья и относительно углубленных участков с преобладанием терригенно-глинистой седимен-

тации [Крупенин, 1999]. Таким образом, по приближенной оценке, скорость накопления алевроглинистых пород макаровской подсвиты составляет порядка 4 В. Учитывая этот факт и широко известную особенность быстрого накопления мелководно-морских, особенно органогенных карбонатов в рифее и фанерозое [Гарецкий, Яншин, 1960; Сеславинский, 1983, 1987; и др.], мы принимаем несколько пониженные скорости накопления терригенно-глинистых отложений относительно мелководных карбонатных микробалитов.

Эффект сжатия в процессе эпигенеза для рассматриваемых отложений имеет одинаковое значение, поскольку они находятся на примерно одном уровне постдиагенетических изменений – глубинный катагенез [Анфимов, 1997]. В этом отношении рифейские отложения, вероятно, отличаются от пород фанерозоя, на основании детального рассмотрения которых К.Б. Сеславинским были получены данные о скоростях осадконакопления (от венда до неогена). В то же время следует отметить широкие вариации скоростей даже для одинаковых фациальных условий и типов пород в различные геологические периоды. Например, скорость накопления карбонатных пород на платформах в венде составляет 3 В, в то время как в верхнем неогене – 73 В [Сеславинский, 1983, с. 34]. Следует учесть также отсутствие резких фациальных переходов в рассматриваемых отложениях, что обусловлено преимущественно шельфовыми условиями седиментации и только относительно короткими периодами континентального осадконако-

пления с контрастными обстановками и большими различиями в мощности (низы айской и, вероятно, машакской свит). Влияние складчатости на изменение мощностей также одинаковое для бурзяния и юрматиния, поскольку они находятся в одних тектонических структурах и были подвержены одинаковым тектоническим воздействиям в рифейское и фанерозойское время.

Расчетное значение длительности накопления отложений бурзяния составляет 369 млн лет (см. табл. 1: $1752 - 1383 = 369$) при известной его длительности по данным геохронологии 370 млн лет ($1750 - 1380 = 370$ млн лет [Семихатов и др., 2015]). Подобным образом рассчитанное время седиментации в среднем рифее составляет 201 млн лет ($1383 - 1182 = 200$), что явно короче интервала геологического времени, отведенного для отложений среднего рифея на стратиграфической шкале ($1380 - 1030 = 350$ млн лет [Семихатов и др., 2015; Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала..., 2019]). Накопление отложений каратавия началось с аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты не позднее 964 млн лет [Маслов и др., 2018], соответственно, между накоплением отложений юрматиния и каратавия существовал длительный, порядка 130 млн лет, период высокого стояния суши. Возможно, с ним были связаны тектонические перестройки, оказавшие влияние на флюидную миграцию в отложениях всего осадочного бассейна, имеющего в это время мощность от 10 до 13 км (см. табл. 1).

В карбонатных породах юрматиния соотношение эвапоритовых доломитов и известняков равно (по 9% от общей совокупности пород). В юрматинии эвапоритовые отложения были приурочены к верхней части разреза, где в верхах авзянской свиты развиты пестроцветные сланцы куткурской и тюльменской подсвит и более 500-метровый пласт реветских доломитов с признаками бывшего присутствия эвапоритовых минералов. Можно предположить, что в юрматинии аридные условия занимали значительно меньший промежуток геологического времени, чем в бурзянии. Расчетное значение длительности накопления эвапоритовых доломитов в бурзянии и юрматинии составляет соответственно около 150 и 40 млн лет.

Разрезы бурзяния и юрматиния преимущественно состоят из чередующихся пластов терригенных и карбонатных пород. В последних есть прослой с повышенной пористостью (осадочные и диагенетические брекчии, масштабные строматолитовые биогермы) и пакеты частого переслаивания карбонатных и терригенно-глинистых отложений. Это предполагает хорошие условия для латеральной миграции поровых растворов в благоприятных условиях (градиент давления в катагенезе при различных тектонических дислокациях осадочных слоев).

Машакский рифтогенез в начале среднего рифея способствовал активному развитию как разномасштабных пликративных нарушений, так и разрывных, вероятно, сбросового характера в отложениях бурзяния над рифтом айского времени. В настоящее время под действие поздних орогенных движений большинство нарушений имеют надвиговый характер (западная вергентность). Однако, вероятно, в бортовых частях развивающегося рифта формировались листрические сбросы, выполаживающиеся на глубину, происходило наклонение и поворачивание крупных блоков пород бурзяния. В центральных частях формировались более крутопадающие сбросы и сдвиги, некоторые из которых оказались проводниками базитовых и гранитоидных интрузий. В частности, региональный Зюраткульско-Караташский разлом маркирует внедрение целой серии базитовых (Кусинская и др.) и гранитоидных интрузий на расстоянии до 100 км, отдельные очаги интрузивной активности прослежены в меридиональном направлении до 300 км. Дивергентный режим способствовал как значительному повышению проницаемости осадочных пород за счет растяжения земной коры в зоне рифтинга и возрастанию миграции поровых вод в отложениях бурзяния из-за возникающих градиентов давления, так и увеличению теплового потока и прогрева вмещающих осадочных пород. Широкое развитие эвапоритов в отложениях бурзяния определило важную роль Mg-рассолов в формировании эпигенетических флюидов. Их активная миграция и нагрев в рифтовой зоне создали благоприятные условия для формирования магнетитовых месторождений, в том числе крупнейших и высококачественных магнетитовых саткинских, а также бакальских [Крупенин, Кольцов, 2017].

Инверсия тектонического режима и длительный период высокого стояния кратона на послеавзянском-предзильмердакском этапе сопровождалась процессами неоднократной тектонотермальной активизации в отложениях бурзянии и юрматиния. Активной миграции флюидов в мощной слоистой осадочной толще способствовало чередование терригенно-глинистых и карбонатных пород. С указанным перерывом, согласно имеющимся данным, связаны, вероятно, два отдельных эпизода активизации. Первый проявлен в конце авзянского времени в виде барит-полиметаллического оруденения SEDEX и представлен многочисленными проявлениями, Верхне-Аршинским и Кужинским месторождениями на уровне завершения осадконакопления в авзянское время (порядка 1200 млн лет назад). По времени проявления к этому эпизоду привязано и формирование флюоритовой минерализации в карбонатных породах суранской свиты бурзяния, в том числе Суранского месторождения (1230 млн лет [Маслов и

др., 20016]). Следующий эпизод характеризует образование крупнейшего в мире скопления сидеритов Бакальских месторождений (порядка 1000 млн лет назад). Логично предположить, что и многочисленные гидротермально-метасоматические Fe-Mg карбонатные залежи – Fe-магнезиты, брейнериты и анкериты – также были сформированы в это время. Все указанные минерогенетические объекты генетически связаны с эвапоритовыми рассолами и их эволюцией в результате взаимодействия с различными породами надрифтового бассейна. Флюориты формировались при взаимодействии эвапоритовых рассолов с гранитоидами в зоне машакского рифта. Mg-Fe карбонаты метасоматически отложились из захороненных рассолов (состав которых эволюционировал с высокомагниевого на Fe-Mg и Mg-Fe). Значительно более длительные накопления эвапоритов в раннем рифее и, как следствие, создание в отложениях раннего рифея огромных запасов высокомагнезиальных рассолов оказали и на среднерифейском этапе заметное влияние на состав флюидов, что в конечном счете и определило минерогенетический облик региона. Последующие позднерифейско-вендские тектонические события в БМА уже не сопровождалась такими масштабами флюидной миграции, ресурсы которой были уже исчерпаны на предзильмердакском этапе развития надрифтового бассейна.

Работа выполнена в рамках темы № АААА-А18-118053090044-1 государственного задания ИГГ УрО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.
- Гарецкий Р.Г., Янин А.Л. Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. Вып. 1. М.: АН СССР, 1960. С. 115–333.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. АН. 2013. Т. 448, № 4. С. 437–442.
- Крупенин М.Т. Коллапс-брекчии как признак былого присутствия эвапоритов (саткинская свита нижнего рифея, Южный Урал) // Вестн. Пермского ун-та. Геология. 2018. Т. 17, № 4. С. 342–358.
- Крупенин М.Т. Условия формирования сидеритонесущей бакальской свиты нижнего рифея (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 256 с.
- Крупенин М.Т., Кольцов А.Б. Геологическое строение, состав и физико-химическая модель формирования месторождений кристаллического магнезита Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2017. Т. 59, № 1. С. 17–40.
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Крылов Д.П. и др. Стабильные изотопы углерода и кислорода как индикаторы магнезиального метасоматоза в отложениях нижнего рифея Южного Урала // Докл. АН. 2011. Т. 439, № 5. С. 660–664.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Каурова О.К., Крупенин М.Т., Маслов А.В. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст известняков бакальской свиты (типовой разрез нижнего рифея, Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391, № 6. С. 794–798.
- Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr-изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 16–34.
- Маслов А.В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 220 с.
- Маслов А.В. Среднерифейский бассейн осадконакопления области сочленения Русской платформы и Южного Урала: литологические и фациальные особенности отложений, палеогеография и основные черты эволюции // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 1. С. 17–34.
- Маслов А.В., Ерохин Е.В., Гердес А., Ронкин Ю.Л., Иванов К.С. Первые результаты U-Pb LA-ICP-MS-изотопного датирования обломочных цирконов из аркозовых песчаников бирьянской подсвиты зильмердакской свиты верхнего рифея (Южный Урал) // Докл. АН. 2018. Т. 482, № 5. С. 558–561.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001а. С. 42–51.
- Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерогенез, геологические памятники природы). Т. 1. Екатеринбург: УрО РАН, 2001б. 351 с.
- Милановский Е.Е., Никишин А.М., Фурнэ А.В. Рифейская эволюция Восточно-Европейского кратона // Докл. РАН. 1994. Т. 339, № 4. С. 513–517.
- Общая стратиграфическая (геохронологическая) шкала фанерозоя и докембрия. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019.
- Парначев В.П. Магматизм и осадконакопление в позднедокембрийской истории Южного Урала: автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. 33 с.
- Полевая Н.И., Казаков Г.А. Возрастное расчленение и корреляция древних немых отложений по отношению Ar^{40}/K^{40} в глауконитах // Вопросы геохронологии и геологии. М.; Л.: АН СССР, 1961. С. 103–122.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Романов В.А., Ишерская М.В. К изучению рифейских отложений Западной Башкирии. Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1994. 32 с.
- Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Чумаков Н.М. Изотопный возраст границ общих стратиграфических подразделений верхнего протерозоя (рифей и венда) России: эволюция взглядов и современная оценка //

- Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2015. Т. 23, № 6. С. 16–27.
- Сеславинский К.Б.* Каледонское осадконакопление и вулканизм в истории Земли. М.: Недра, 1987. 192 с.
- Сеславинский К.Б.* О влиянии фактора длительности стратиграфических интервалов на оценки скоростей осадконакопления // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 3. С. 702–706.
- Сеславинский К.Б.* О скоростях осадконакопления в геологическом прошлом. Ст. 1 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58, вып. 4. С. 29–48.
- Сеславинский К.Б.* Скорости осадконакопления и состав отложений. Ст. 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59, вып. 3. С. 22–31.
- Стратотип рифея. Стратиграфия и геохронология. М.: Наука, 1982. 176 с.
- Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Kozlov V.I., Krasnobaev A.A., Söderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D.* The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. V. 174, no. 1. P. 109–124.