

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ОДНОТИПНОСТЬ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ПАЛЕОТЕРРАС ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ РУССКОЙ ПЛИТЫ

© 2014 г. Ю.А. Писаренко

ФГУП "Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики"

Прикаспийская впадина и Предуральский прогиб являются краевыми геоструктурными зонами Русской плиты, осадочные комплексы которых формировались под влиянием однотипных геологических процессов. Вместе с тем каждая из этих зон характеризуется своеобразием строения. Цель данной работы – показать единство и различие в строении и формировании осадочного чехла Прикаспийско-Предуральской краевой зоны Русской плиты, соподчиненность структур более мелкого порядка этих зон.

Обратим внимание на одно установленное по данным бурения явление, общее для территории Предуральского краевого прогиба и бортовой зоны Прикаспийской впадины.

На территории Предуральского краевого прогиба (оренбургский сектор) отмечается несогласное залегание нижнепермских депрессионных отложений на мелководные шельфовые отложения башкирского возраста [7, 8]. Ширина зоны распространения депрессионных отложений достигает 20-30 км. Несогласное залегание нижнепермских депрессионных отложений на башкирские доказано бурением скважин на Кзылобинской (скв.161, 162), Акобинской (скв.171, 172), Корниловской (скв.150), Предуральской (скв.81, 101, 102, 104, 106, 108) площадях. В скв.102, 108 Предуральских отсутствуют даже верхи нижнего башкира. В скв.171, 172 Акобинских выделяются артинские отложения мощностью не более 6 м, представленные

мелкообломочными известняками. Сакмарские отложения в этих скважинах отсутствуют [1]. Ассельские отложения представлены депрессионными и склоновыми фациями мощностью соответственно 27 и 46 м. Ассельский ярус на Кзылобинской и Акобинской площадях, по данным Горжаниной Е.Н. и др. [1], имеет трехчленное строение. Нижняя пачка представлена аргиллитами и алевролитами, битуминозными и доломитизированными известняками с переотложенными формами конодонтов верхнего карбона и московского яруса среднего карбона. Средняя пачка представлена мелкообломочными известняками. Верхняя пачка сложена битуминозными доломитизированными радиоляриевыми и спикуловыми известняками. На Рождественской, Теректинской, Буртинской, Старо-Ключевской площадях, на которых обнаружены месторождения углеводородов в известняках башкирского яруса, по данным В.А. Горошковой и Н.С. Овнатановой [2], глинисто-битуминозные известняки ассельского яруса с несогласием залегают на размытой поверхности шельфовых известняков башкирского яруса. Анализ данных бурения свидетельствует, что нижнепермские отложения в пределах поля распространения мелководных шельфовых башкирских отложений в значительной степени сложены обломочными фациями. Их мощность изменяется от 20-30 до 200 м.

Севернее, в районе реки Сакмара, на площадях Маякская и Белоглинка стратиграфи-

ческая полнота карбона возрастает и нижнепермские депрессионные отложения перекрывают карбонатные породы московского яруса среднего карбона и, возможно, верхнего карбона.

В пределах западного обрамления Предуральского краевого прогиба отмечаются стратиграфически полные разрезы карбона и перми. Полные разрезы отмечаются и на восточном обрамлении прогиба в поле распространения нижнепермских флишеидных и молассоидных комплексов, мощность которых достигает 1000 м и более (скв. 20, 21, 70, 71 Активной площади).

Наличие стратиграфического несогласия может служить основанием для предположения о том, что Предуральский крайевой прогиб в предпермское время испытывал инверсию, сопровождавшуюся размывом ранее накопившихся отложений. Затем произошло его прогибание и накопление относительно глубоководных депрессионных фаций. В монографии К. А. Маврина [6] говорится, что «если предположить наличие поднятия и надводного размыва среднекаменноугольных отложений, то для последующего накопления депрессионных фаций нижней перми необходимо допустить сверхкатастрофическое опускание с амплитудой до 1 км и более» (с. 104). Какими аргументами можно подтвердить или опровергнуть высказанное мнение?

Подобная историческая ситуация возникла при изучении осадочного чехла на территории Прикаспийской впадины в период противостояния инверсионной и депрессионной моделей ее развития. Согласно депрессионной модели в подсолевом разрезе присутствуют все стратиграфические подразделения карбона и перми в незначительных мощностях [3]. Сторонники инверсионной модели обосновывали присутствие предпермской поверхности несогласия и, как следствие, предполагали существование инверсионных валов, в результате формирования которых произошел размыв отложе-

ний и накопление обломочных пород. Отсутствие современной выраженности валов они объясняли последующей инверсией [5, 9, 10, 11].

Бурение подтверждает факт существования предпермской поверхности несогласия на многих площадях прибортовой части Прикаспийской впадины. Анализ кернового материала позволяет сделать вывод о том, что данная поверхность несогласия могла сформироваться без вывода отложений на дневную поверхность и формирования гипотетических палеовалов. Установлено, что обломочные породы от серпуховского до раннеасельского возраста сцементированы глубокоководным битуминозно-кремнистым цементом раннепермского возраста, содержащим органические остатки артинского и сакмарского возрастов. Таким образом, наличие переотложенных разновозрастных мелкоководных пород подразумевает существование источников сноса, а наличие глубокоководных условий накопления этих пород исключает проявление инверсионных тектонических подвижек.

Комплексный анализ данных бурения и сейсморазведки казахстанского, саратовского, волгоградского и калмыцкого секторов Прикаспийской впадины позволил выявить несогласное залегание нижнепермских депрессионных отложений на мелкоководных шельфовых известняках башкирского возраста на палеотеррасах, осложняющих склон бортового уступа впадины. Присутствие палеотеррас обусловлено трансгрессивным смещением на 15-20 км нижнепермского бортового уступа Прикаспийской впадины относительно визейско-башкирского. Это отмечается в районе Карасальской и Уральской палеотеррас (рис. 1, 2). Специфика строения этих палеотеррас заключается в том, что при переходе с бортового карбонатного уступа мощность нижнепермского разреза сокращается с 700-900 до 50-150 м. При этом мелкоководные шельфовые карбонатные отложения в значительной мере замещаются обломочными

ми породами гравитационных потоков. Анализ материалов бурения показал, что источником обломочного материала являлись прилегающие к борту части шельфа, склон бортового уступа и палеотерраса, осложняющая этот склон. В этих зонах происходил не только размыв отложений, но и проявлялась седиментационная дистрофия (неустойчивое осадконакопление). Расчлененность палеорельефа, проявление контурных придонных течений способствовали переработке, транспортировке и переотложению как осадков, так и пород. Через эти зоны обломочный материал транзитом переносился суспензионными потоками с шельфа в Прикаспийскую впадину. Согласно данной модели, предполагающей подводный размыв отложений, отсутствуют основания для выделения гипотетических палеовалов [12].

На территории самой Прикаспийской впадины мощность аналогичных по генезису нижнепермских пород существенно возрастает и может достигать нескольких сот метров. В частности, на саратовском секторе в скв.2 Южно-Алтайской она составляет более 480 м, на уральском в скв.3 УГС – более 650 м, на волгоградском в скв.1 Ахтубинской – 394 м. При этом в последних двух скважинах при приближении к Уральским горным сооружениям и кряжу Карпинского отмечается обогащение разреза терригенным материалом с образованием олистостром.

Таким образом, выявленные литолого-фациальные и стратиграфические соотношения позволяют выделить в бортовой зоне Прикаспийской впадины палеотеррасы, осложняющие склон бортового уступа, обусловленные трансгрессивным смещением нижнепермского бортового уступа относительно более древнего визейско-башкирского. Сокращенная мощность нижнепермских отложений, их обломочный состав и несогласное залегание на разновозрастных отложениях карбона объясняется активным проявлением подводных денудационных процессов и сносом об-

ломочного материала в котловинную часть Прикаспийской впадины.

Рассмотренная геологическая ситуация в целом аналогична той, что в Предуральском прогибе. Необходимо только определиться с возможным положением палеопрогибов, в которые мог бы сноситься обломочный материал с территории современного Предуральского краевого прогиба. Таковыми являлись троговые передовые прогибы, располагавшиеся на территории Южного Урала в девонское и каменноугольное время.

Выполненные в последние годы региональные сейсмические работы по профилям, пересекающим Предуральский краевой прогиб в широтном направлении от Соль-Илецкого выступа до передовых складок Урала включительно, позволил наметить границу перехода мелководных шельфовых отложений башкирского возраста в маломощные, возможно депрессионные отложения (рис. 1 Б). С учетом данных сейсморазведки предполагается, что визейско-башкирский и совмещенный с ним фаменско-турнейский карбонатные тренды Прикаспийской впадины, обогнув Соль-Илецкий выступ, приобретают на территории современного Предуральского краевого прогиба северо-восточное простирание [4], в то время как западный нижнепермский борт Предуральского прогиба имеет меридиональную ориентировку (рис. 2). Севернее, судя по сейсмическим данным, визейско-башкирский борт прослеживается в 8 км восточнее скв.108 Оренбургской.

Таким образом, в Предуральском краевом прогибе, как и в Прикаспийской впадине, отмечается трансгрессивное смещение нижнепермского борта относительно визейско-башкирского и фаменско-турнейского. Присутствие визейско-башкирского тренда предполагает, что восточнее мог существовать более глубоководный прогиб, в который суспензионными потоками мог перемещаться обломочный материал с запада и, как и в Прикаспийской впадине, накапливаться в значи-

ГЕОЛОГИЯ

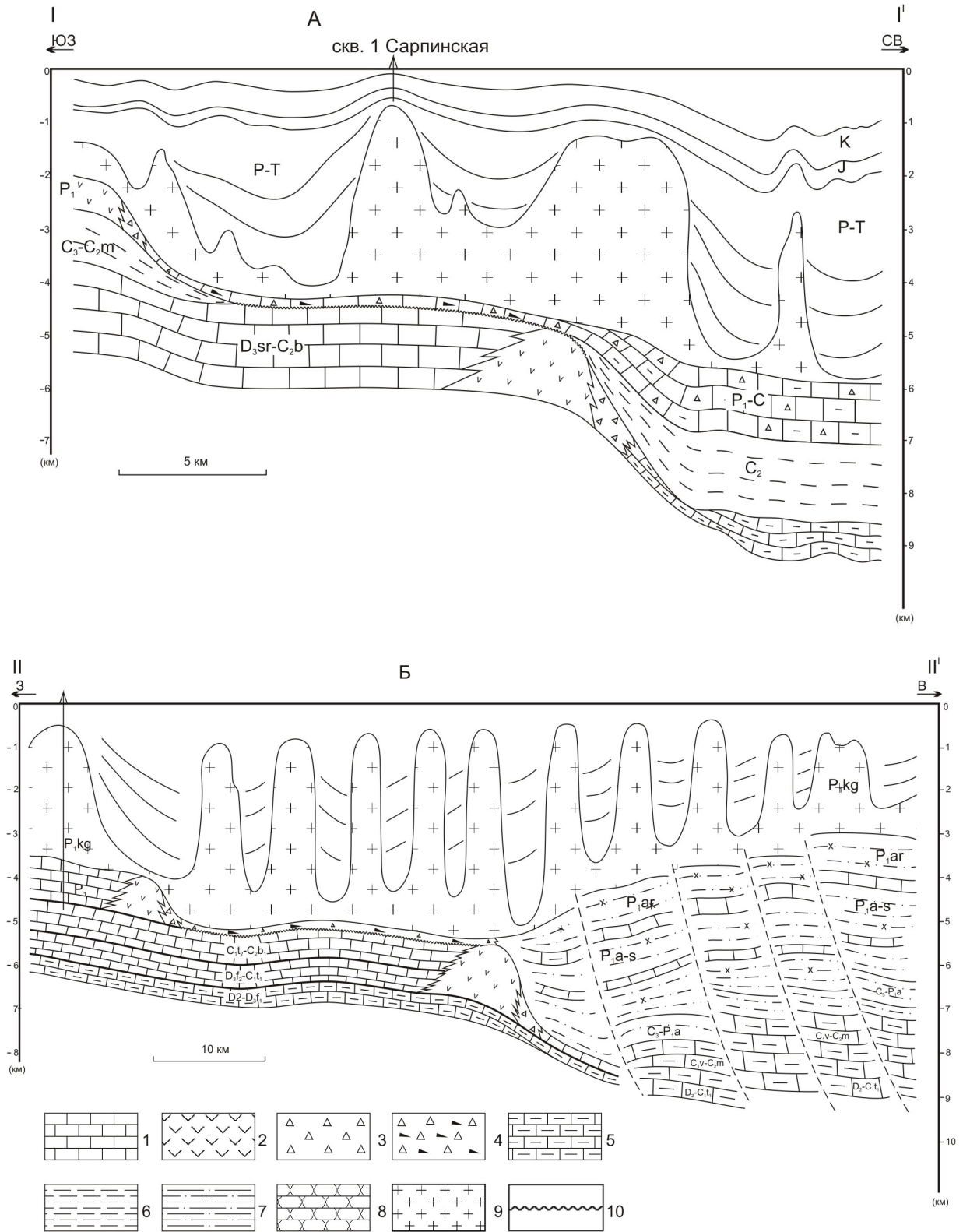


Рис.1. Сейсмогеологические разрезы Карасальской палеотеррасы (А) и Предуральяского прогиба (Б). 1 – карбонатные породы шельфа, 2 – карбонатные рифогенные породы, 3 – обломочные карбонатные породы склонов, 4 – обломочные глинисто-кремнисто-карбонатные породы палеотеррас, 5 – карбонатно-глинистые породы, 6 – аргиллиты, 7 – алевролиты, 8 – песчаники, 9 – соленосные породы, 10 – предпермская поверхность несогласия

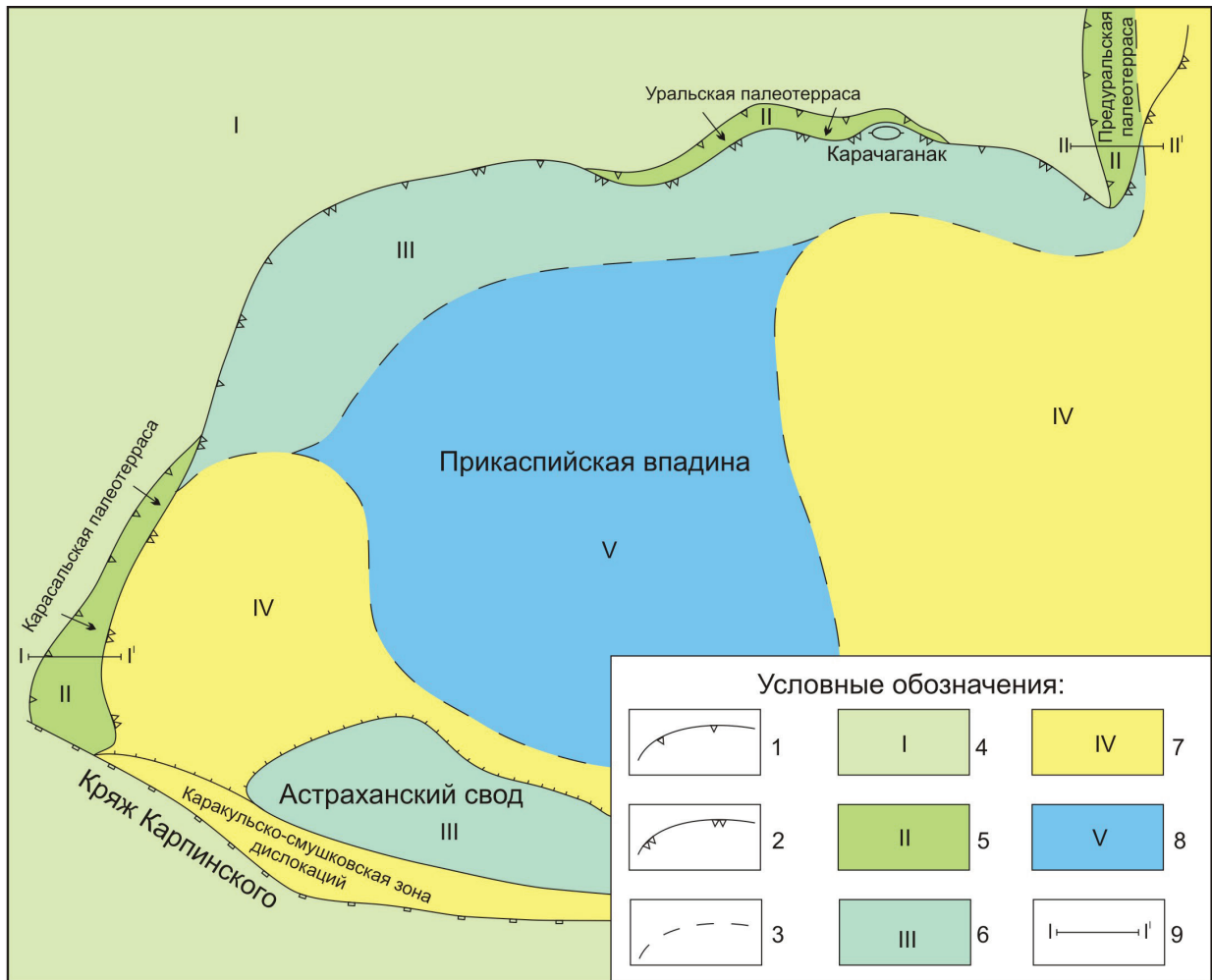


Рис.2. Схема литофаций нижнепермских отложений с положением палеотеррас, осложняющих бортовые уступы. Карбонатные бортовые уступы: 1 – нижнепермский, 2 – визейско-башкирский, 3 – границы литофациальных зон. Фациальные зоны нижнепермских отложений: 4 – мелководного шельфа, 5 – палеотеррас, 6 – карбонатных пород гравитационных потоков, 7 – флишев, 8 – депрессионных отложений котловины, 9 – линии сейсмогеологических профилей

тельных мощностях. Следовательно, можно сделать вывод, что территория современного Предуральского краевого прогиба на Оренбургском участке являлась своего рода палеотеррасой, аналогичной по генезису террасам бортовой зоны Прикаспийской впадины.

Предполагаемая восточнее визейско-башкирского уступа депрессионная зона заполнялась обломочным материалом, поступающим не только с востока со стороны орогена, но и с запада, формируя флишевидную терригенно-карбонатную толщу мощностью более 1000 м. Об этом свидетельствуют результаты изучения грубообломочного материала фли-

шевой толщи, в частности состава карбонатного обломочного материала в грубообломочной градации флиша [13, 6]. В таком случае мы сможем объяснить причину несогласного залегания нижнепермских депрессионных отложений на шельфовые башкирские отложения на территории современного Предуральского краевого прогиба. Стратиграфический перерыв можно сопоставлять с периодом накопления, зафиксированным восточнее в троговом бассейне каменноугольного флиша, и рассматривать как результат размыва пород и осадка в подводных условиях под действием турбидных течений.

Наращивание стратиграфической полноты в северном направлении, появление московских и, возможно, верхнекаменноугольных отложений на площадях Маякской и Белоглинка позволяют судить о том, что глубина предпермского размыва сокращается. Это может свидетельствовать о большей удаленности трогового бассейна (визейско-башкирского карбонатного тренда) и меньшей его морфологической выраженности. Размыву в это время могли подвергаться и восточнее расположенные островные дуги.

Предуральский краевой прогиб в Южном Предуралье отражен переходом нижнепермских рифовых фаций в относительно глубоководные шельфовые фации, а затем восточнее в молассу. По материалам Салдина В. А. [14], на Северном Урале каменноугольная терригенно-карбонатная флишевая формация мощностью в 1500 м в западном направлении замещается маломощной толщей около 70 м известняков и кремнисто-глинистых сланцев, затем мелководно-шельфовыми карбонатными отложениями. Ассельско-сакмарская терригенная формация мощностью в 2500 м замещается 8-20 м глинистыми известняками внешней зоны шельфа, а затем переходит в мелководно-шельфовые карбонатные отложения. Артинская флишевая формация мощностью около 2000 м постепенно утончается и замещается шельфовыми фациями. Смещение флишенакпления в западном направлении продолжалось с ранневизейского по артинское время включительно.

Отличие осадконакопления на территории Прикаспийской впадины заключается в том, что мощные шлейфовые толщи преимущественно карбонатного состава, накапливающиеся в присклоновой части котловины, не замещались флишеидными толщами, формируемыми вдоль орогенов Урала и кряжа Карпинского, а были разделены котловинными депрессионными фациями.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

– Территория современного Предуральского краевого прогиба на широте Соль-Илецкого выступа представляет собой палеотеррасу, генетически однотипную с Карасальской и Уральской палеотеррасами Прикаспийской впадины, формирование которых обусловлено трансгрессивным смещением нижнепермского бортового уступа относительно визейско-башкирского. На этих палеотеррасах существовали условия неустойчивого седиментогенеза, и обломочный материал сносился в сопряженные с бортовыми уступами котловины. Трактовка формирования предпермской поверхности несогласия проявлением инверсионных подвижек исключается.

– В Предуральском краевом прогибеносимый с палеотеррасы обломочный карбонатный материал принимал участие в формировании флишевых толщ, в то время как в Прикаспийской впадине эти формационные комплексы были разделены в пространстве полем развития депрессионных котловинных фаций.

– Депрессионные фации нижней перми Предуральского краевого прогиба отвечают фациям палеотеррас, осложняющих бортовую зону Прикаспийской впадины, а не ее котловинной части.

– Территория современного Предуральского краевого прогиба, имеющего меридиональное простирание, представляет собой новообразование, диагонально секущее платформенные фации девона, нижнего и среднего карбона, граница распространения которых имеет северо-восточную ориентировку. Это новообразование сформировалось в пределах шельфового моря перед фронтом развивающегося орогена в период постепенного заполнения и смещения на запад более молодых флишеидных комплексов девона, карбона и нижней перми.

Проведенный анализ позволяет создать генетически согласованную модель Прикаспийско-Предуральской краевой части Русской плиты.

ГЕОЛОГИЯ

Л и т е р а т у р а

1. Депрессионные отложения ранней перми юга Предуралья /Е.Н.Горожанина, В.М.Горожанин, А.Г.Ефимов и др. //Верхний палеозой России, стратиграфия и фациальный анализ: материалы II Всерос. науч. конференции. – Казань. – 2009. – С.176-178.
2. Горошкова В.А., Овнатанова Н.С. О возрасте и генезисе глинисто-карбонатной толщи в южной части Предуралья //Бюл. МОИП. Отдел геол. – 1994. – Т.69. – Вып.2. – С.75-83.
3. Замарёнов А.К., Яцкевич С.В. и др. Седиментационные модели подсолёвых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины /под. ред. А.К.Замарёнова. – М.: Недра, 1986. – 137с.
4. Карнаухов С.М., Политыкина М.А., Тюрин А.М. Условия залегания и локальные перспективные объекты девон-нижнепермских карбонатных отложений прибортовых зон Прикаспийской синеклизы //Геология нефти и газа. – 2000. – №6. – С.8-13.
5. Лацкова В.Е. Критика концепции некомпенсированного развития Прикаспийской впадины в верхнем палеозое. Рифогенные образования нефтегазоносных областей Русской платформы //Труды ВНИГНИ. – М.: Недра, 1976. – С.100-106.
6. Маврин К.А. Тектоника, палеогидрогеология и полезные ископаемые палеозоя Южного Предуралья. – Саратов: изд-во Саратов. ун-та, 1988. – 200с.
7. Макарова С.П., Шапова Н.П. и др. О перерывах в осадконакоплении в районе Оренбургского вала //Труды ЮУО ВНИГНИ. – Оренбург, 1975. – Вып.2. – С.50-53.
8. Макарова С.П., Короткова Е.И. О стратиграфических перерывах в девонских и каменноугольных отложениях района бортовой зоны Прикаспийской впадины и Предуралья //Труды МИНХиГП. – 1983. – Вып.170. – С.53-60.
9. Геология и нефтегазоносность юго-востока Прикаспийской синеклизы (Западный Казахстан) /В.С.Мильничук, М.И.Тарханов, Н.Б.Гибшман и др. – Алма-Ата: Наука, 1988. – 184с.
10. Мовшович Е.В. Об инверсионном характере тектонического развития северного Прикаспия в позднем палеозое //ДАН СССР. – 1976. – Т.231. – №1. – С.162-164.
11. Мовшович Е.В. Палеография и палеотектоника Нижнего Поволжья в пермском и триасовом периодах. – Саратов: изд-во Саратов. ун-та, 1977. – 240с.
12. Писаренко Ю.А., Кривонос В.Н. Критический анализ депрессионной и инверсионной моделей Прикаспийской впадины //Недра Поволжья и Прикаспия. – 1995. – Вып.9. – С.3-10.
13. Пушаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие //Труды ГИН АН СССР. Геол. сер. – 1959. – Вып.28. – 154с.
14. Салдин В.А. Верхнепалеозойские флишевые формации севера Урала как индикаторы палеодинамики //Вестник института геологии Коми научного центра. – 2005. – №10 (130). – С.2-5.

