

27. Хаин В.Е., Полякова И.Д. Нефтегазоносность глубоководных и ультраглубоководных зон континентальных окраин //Литология и полезные ископаемые. – 2004. – № 6. – С.610-621.
28. Шлезингер А.Е. О глубинах Средиземноморского мессинского (позднемиоценового) бассейна с позиций структурного анализа //Геотектоника. – 1982. – № 2. – С.95-99.
29. Яцкевич С.В. Формационная характеристика осадочного чехла нижнего палеозоя юго-востока Русской плиты //Недра Поволжья и Прикаспия. – 1996. – Вып.11. – С.19-27.
30. Яцкевич С.В., Мамулина В.Д. Критика инверсионной и абразионной моделей строения бортовой зоны Прикаспийской мегавпадины //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2002. – Вып.31. – С.69-82.
31. Hellinger S.J., Sclater J.G. Some comments on the layer extensional models for the evolution of sedimentary basins //J. Geophys. Res. B. – 1983. – V.88. – № 10. – P.8251-8270.
32. McKenzie D. P. Some remarks on the development of sedimentary basins //Earth and Planet. Sci. Lett. – 1978. – V.40. – P.25-32.
33. Sclater J.G., Francheteau J. The implications of terrestrial heatflow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth //Geophys. J. – 1970. – V.20. – P.509-542.
34. Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Convection in a mantle with variable physical properties //J. Geophys. Res. 1969. – V.74. – P.1458-1468.
35. Wernicke B. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics than extending orogen //Nature. – 1981. – V.291. – P.645-648.
36. Wernicke B. Uniform sense simple shear of the continental lithosphere //Canadian J. Earth. Sci. – 1985. – V.22. – P.108-125.

*УДК 553.52:551.736 (470.4/.5)*

## **ПЕРМСКИЙ ЭТАП СОЛЕНАКОПЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ**

© 2010 г. Ю.А. Писаренко, О.П. Гончаренко, В.Ю. Писаренко, О.С. Киреенко  
ФГУП "Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики"

В раннее опубликованной нами работе [8] рассматривались особенности пермского этапа соленакопления на территории северного, северо-западного обрамления Прикаспийской впадины и в Предуральском прогибе. Исследования опирались на анализе изменения мощности и литолого-фациального состава отдельных ритмостратиграфических подразделений соленосной толщи, что позволило выявить особенности седиментации на каждом конкретном этапе и проследить тенденции в целом в период пермского соленакопления. В данной работе сделана попытка восстановить условия пермского осадконакопления на территории Прикаспийской впадины, увязав их с выяв-

ленными особенностями соленакопления в ее обрамлении и, тем самым, создать единую модель. Предполагается, что строение соленосного разреза на территории Прикаспийской впадины и ее обрамления должно, с одной стороны, генетически связанным общей этапностью и направленностью процессов соленакопления, с другой – отличаться своей спецификой (строением фациальных рядов, возможным смещением процессов соленакопления во времени и пространстве).

Для создания согласованной модели пермского соленакопления необходимо провести ритмостратиграфическое сопоставление соленосных разрезов Прикаспийской

впадины, строение которых искажено проявлением соляно-купольной тектоники, и ее обрамления, в пределах которого отмечается уверенная прослеживаемость реперных пластов. Один из способов надежного сопоставления соленосных разрезов обрамления и Прикаспийской впадины заключается в поиске переходных, промежуточных типов разреза, когда можно проследить происходящие литолого-фациальные изменения между трудно сопоставимыми типами соленосных разрезов. К числу этих переходных зон можно отнести Карасальскую и Уральскую палеотеррасы, осложняющие склон нижнепермского бортового карбонатного уступа и район Соль-Илецкого выступа.

При переходе с территории обрамления во впадину на погруженных палеотеррасах шельфа и склона бортового уступа мы по данным бурения отмечаем увеличение мощности каменной соли пород подошвенной волгоградской свиты и перекрывающей ее балыклейской ритмопачки при относительном сохранении мощности и набора пород перекрывающих ритмопачек. Особенно это очевидно для участков Уральской палеотеррасы, осложняющей склон нижнепермского бортового уступа и на Соль-Илецком выступе [8].

На Карасальской палеотеррасе с севера на юг по данным сейсморазведки отмечается сокращение амплитуды нижнепермского карбонатного тренда с 800 до 200 м. Это можно трактовать сокращением перепада палеоглубин бассейна, существовавшего перед соленаккумуляцией, что предопределило более уверенное сопоставление разрезов обрамления и впадины на данном пересечении. В скважинах, расположенных в пределах Карасальской террасы, мы видим отсутствие пород волгоградской свиты и разрастание мощности балыклейской, появление пластов полигалита и сильвинита. В свою очередь скважины Карасальской моноклинали хорошо сопоставляются с сильвинитовой зоной Эльтонского и Баскунчакского куполов, расположенных уже на тер-

ритории Прикаспийской впадины (рис.1). Достаточно убедительным является сопоставление соленосных разрезов впадины и обрамления, выполненное С.А. Свидзинским [9]. Основания для выделения волгоградской свиты в разрезах Карасальской моноклинали отсутствуют. Севернее, на Лугово-Пролейской площади, в районе бровки бортового уступа в двух скважинах встречены линзы каменной соли волгоградской свиты мощностью до 20 м, что позволяет расценивать их как отдельные "языки", "заливы", выходящие со стороны Прикаспийской впадины. На саратовской, уральской и оренбургской территориях каменная соль волгоградской свиты имеет более широкое распространение в обрамление впадины, и изменения ее мощности (0-900 м) отражают существовавший перед соленаккумуляцией палеорельеф, проявление процессов пластического перераспределения пород.

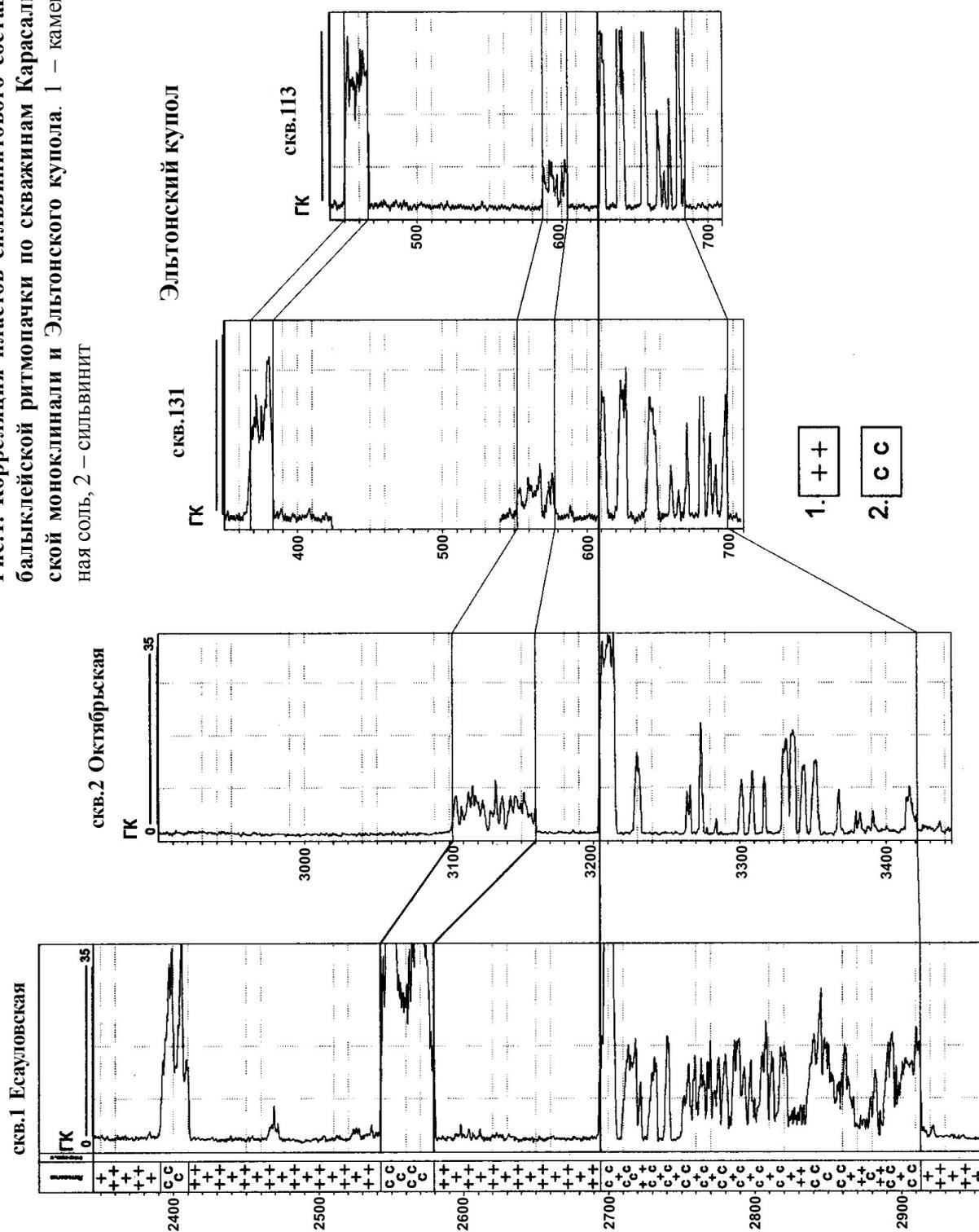
Таким образом, складывается впечатление, что нижняя часть соленосного разреза на территории Прикаспийской впадины мощностью до 1000 м сложена каменной солью волгоградской свиты, а в случае ее отсутствия – балыклейской (Карасальская терраса), что, подобно как и в обрамление впадины, отражает существовавший перед соленаккумуляцией палеорельеф.

Средняя калиеносная зона соленосной толщи Прикаспийской впадины, судя по сопоставлению с разрезами обрамления, отвечает балыклейскому, луговскому, погожскому и антиповскому интервалам обрамления Прикаспийской впадины, содержащим калийно-магниево-пласты. Вышележащая толща каменной соли – верхним ритмам соленосной толщи обрамления, не содержащим "продуктивных горизонтов". Сопоставление разрезов обрамления и впадины показывает, что эпизодическое проявление калийной минерализации в пермском соленосном бассейне как на территории впадины, так и ее обрамления, происходило в близких временных интервалах, отличаясь, вероятно, некоторыми фациальными осо-

бенностями, определяемыми, подобно как и в обрамление впадины, существованием локальных бассейнов. Более детально провести стратификацию калиеносной зоны соленосного разреза Прикаспийской впади-

ны, на основе накопленного фактического материала, затруднительно. Остается вариант провести стратиграфическую оценку калиеносной зоны, зная, что в обрамлении впадины сильвинитовая минерализа-

Рис.1. Корреляция пластов сильвинитового состава бабьейской ритмопачки по скважинам Карасальской моноклинали и Эльтонского купола. 1 – каменная соль, 2 – сильвинит



ция характерна для балыклейского, погожского и антиповского интервалов, бишофитовая – для погожского и антиповского, для пигаревского, долинного и озерского интервалов существенное проявление калийной минерализации не характерно.

Анализ калийно-магниевых проявлений на территории Прикаспийской впадины, с учетом бурения скважин последних лет, материалов С.М. Кореневского, М.Л. Вороновой [4], В.С. Деревягина [2] и других исследователей, позволяет выделить несколько фациальных зон, характеризующихся определенным парагенезом калийных солей (рис.2). Парагенез калийных солей и бишофита выделяется вдоль бортового карбонатного уступа Прикаспийской впадины в трех зонах: Волгоградской, Ровенско-Мокроусовской, Озинской, разделенных участками, на которых по данным бурения значимое присутствие калийных солей не отмечено.

Волгоградская зона характеризуется аналогичным парагенезом как и в параллельно расположенном Приволжском прогибе обрамления впадины, в котором бишофит-карналлит-сильвинитовый парагенез характерен для погожского и антиповского интервалов. Вполне возможно, что Приволжский и Волгоградский прогибы на трансгрессивных и, вероятно, регрессивных этапах соленакопления могли составлять частично сообщающийся через проливы единый палеобассейн.

Ровенско-Мокроусовская калийная зона с аналогичным парагенезом располагается параллельно локальным обособленным прогибам Ровенско-Мокроусовской седловины обрамления Прикаспийской впадины с аналогичным парагенезом, но характерным только для погожского времени.

Озинская зона характеризуется преимущественно сильвинитовым парагенезом. В обрамлении впадины, параллельно этой зоне, расположена западная часть Саратовско-Оренбургского прогиба с сильвинит-карналлитовый парагенезом погожского времени.

Далее на восток вдоль Саратовско-Оренбургского прогиба обрамления впадины с сильвинитовой минерализацией погожского времени на данной территории на куполах Кончебай, Линёвский, Григорьевский, по данным Кореневского [4], отмечена карналлит-сильвинитовая минерализация. В районе Соль-Илецкого выступа и Илецкого купола, в частности, наиболее ярко проявилась полигалитовая минерализация, соответствующая концу волгоградского и балыклейскому времени. В погожское время калийные пласты на данной территории не формировались.

Таким образом, как и на территории Прикаспийской впадины и ее обрамления, отмечается связь калийномагниевых парагенезов. При этом с волгоградской территории в северо-восточном и восточных направлениях, как в обрамлении, так и во впадине, бишофит-карналлит-сильвинитовый парагенез замещается карналлит-сильвинитовым, а затем (в обрамлении) на сильвинитовый. При этом стратиграфический диапазон калийно-магниевого минерализации, как в обрамлении, так, вероятно, и во впадине, сужается от балыклейского, луговского, погожского, антиповского интервала до погожского или балыклейского.

Казалось бы, районы Челкарского и Индерского куполов с преимущественно сильвинитовой минерализацией, реже в парагенезе с бишофитом, представляют исключение. Однако, по нашему мнению, эти районы входят в состав единой кольцеобразной зоны, в пределах которой существовали благоприятные условия для калийной и магниевого седиментации, включая и формирование пластов бишофита (рис.2). Существование кольцевой структуры подчеркивается отсутствием полигалит-сильвинитовых и, тем более, бишофитовых пород в западной центральной части Прикаспийской впадины, на куполах Аралтюбесор, Фурманово-2, Фурманово-3, развитием преимущественно полигалитовой минерализации на куполах Акмай, Ушкульгас.

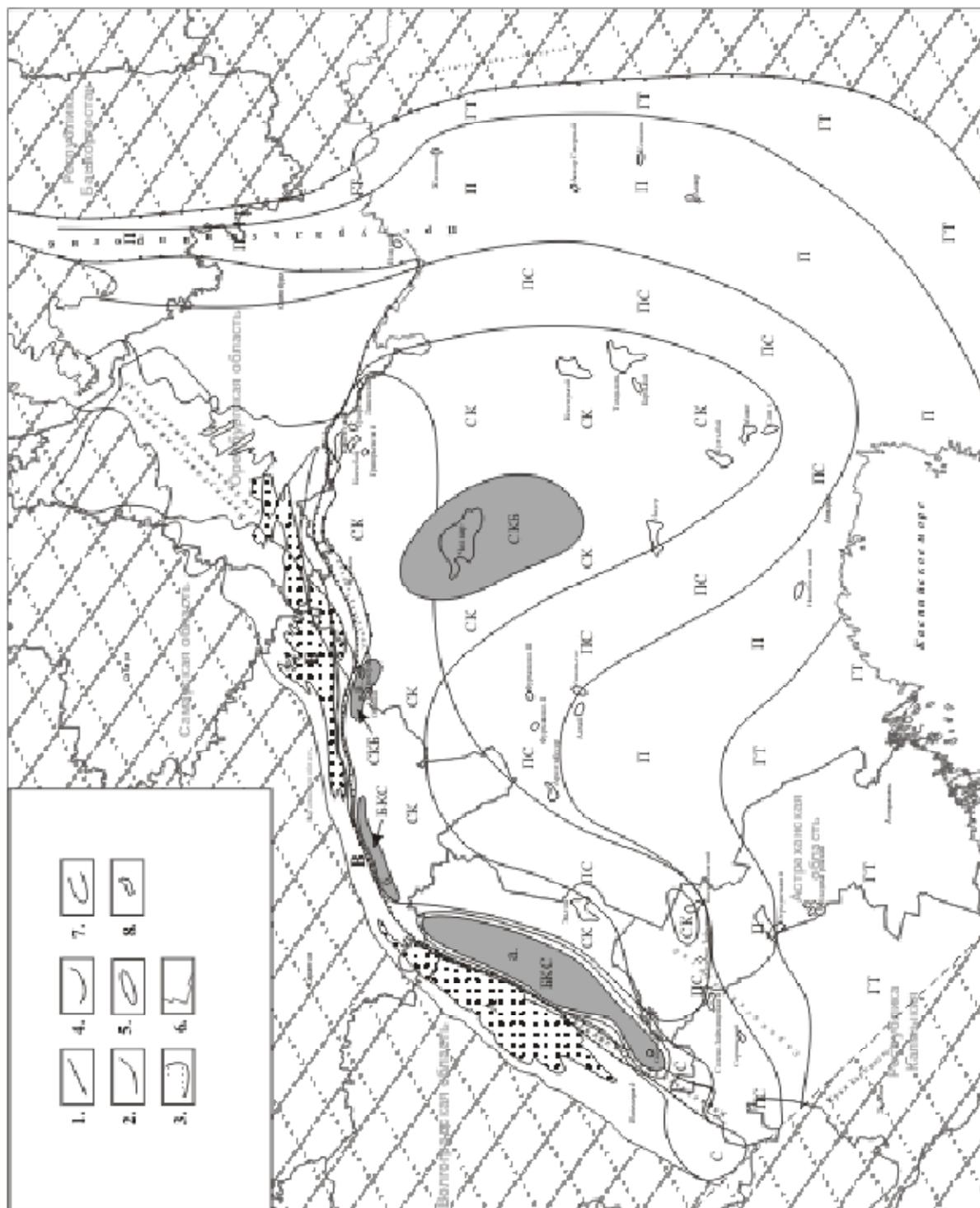


Рис.2

Составленная карта иллюстрирует, что в сторону горных сооружений палео-Урала и края Карпинского мы видим одну и ту же последовательность литолого-фациальных изменений, переход от бишофит-карналлит-сильвинитового парагенеза к сильвинит-

карналлитовому, полигалит-сильвинитовому, полигалитовому и галит-терригенному типу разреза соленосной толщи.

Таким образом, наибольший стратиграфический диапазон калиеносности с бишофитовой минерализацией на территории

**Рис.2. Палеогеологическая карта пермского этапа соленакопления юго-восточной части Русской плиты.** 1 – положение нижнепермского бортового уступа Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба, палеотеррас, осложняющих уступ; 2 – западная граница распространения каменной соли волгоградской свиты; 3 – зона отсутствия соленосных отложений нижней перми; 4 – граница распространения казанских соленосных отложений гидрохимической свиты в Бугурусланском прогибе и в Прикаспийской впадине; 5 – *палеопрогибы обрамления Прикаспийской впадины*: А – Приволжский, Б – Саратовско-Оренбургский, В – Ровенско-Мокроусовская седловина, разделяющая прогибы; 6 – административные границы; 7 – *поля распространения основных парагенезов соленосной толщи на территории Прикаспийской впадины*: БКС – преимущественно бишофит с подчиненным присутствием карналлита и сильвинита, СКБ – сильвинит-карналлитовый с подчиненным присутствием бишофита, СК – сильвинит-карналлитовый, С – сильвинитовый, ПС – полигалит-сильвинитовый, П – полигалитовый, ГТ – галит-терригенный. *Калийные зоны*: а – Приволжская, б – Ровенско-Мокроусовская, в – Озинская, г – Челкарская; 8 – изученные соляные купола

Прикаспийской впадины тяготеет к нижнепермскому карбонатному уступу и прилегающей части шельфа. С востока и юга, со стороны континентальных суши палео-Урала и кряжа Карпинского, происходил привнос пресных вод и обломочного терригенного материала, что не способствовало созданию высоких концентраций калийных солей. Не следует исключать, что горообразовательные движения, подобно как и в Предуральском прогибе, могли привести к смещению во времени процессов соленакопления в западном направлении в тектонически более спокойную часть Прикаспийской впадины. В этом случае выделяемые полигалитовый и полигалит-сильвинитовый парагенезы восточной части Прикаспийской впадины могли сформироваться в конце волгоградского и в балыклейское время. В более позднее время соленакопление на данной территории могло отсутствовать. Наибольший стратиграфический диапазон калийно-магниевого проявления мог формироваться только в Челкар-Индерской зоне.

Формирование серповидной формы калийно-магниевого пояса на территории Прикаспийской впадины можно объяснить следующим образом.

Восточная и южная части Прикаспийской впадины перед этапом соленакопления были более мелководными за счет того, что вдоль тектонически активных окраин Рус-

ской плиты в раннепермское время, в результате размыва горных сооружений палео-Урала и кряжа Карпинского, происходило накопление мощных флишоидных и моласовых толщ мощностью до 1,5 км, в то время как вдоль тектонически пассивного северо-западного и северного обрамления, на территории Прикаспийской впадины, мощности подсолевых надверейских карбонатных отложений изменяются по данным бурения и сейсморазведки от первых десятков метров до 300-500 м (рис.3). Различная степень компенсации Прикаспийской впадины предопределила более погруженное положение ее западной части относительно восточной и южной. Таким образом создавалась аналогичная палеоситуация как и в Предуральском прогибе, контролируемая воздыманием палео-Урала и привноса со стороны последнего терригенного материала и пресных вод [8]. На начальном этапе соленакопления наиболее погруженные части палеорельефа могли быть выполнены породами волгоградской свиты с полигалитовой седиментацией в конце этапа. В балыклейское время, подобно как и в Предуральском прогибе, территория соленакопления могла сместиться в западном от палео-Урала направлении или северном от кряжа Карпинского. В этот период могла формироваться полигалитовая зона конца волгоградского и балыклейского времени. В

последующем территория соленакопления могла продолжать смещаться к центральной части Прикаспийской впадины, под влиянием положительных подвижек Урала, с накоплением ритмов луговского, погожского и антиповского с сильвинитовой, карналлитовой и бишофитовой минерализацией в мелководные районы Челкарско-Индерской зоны, чему способствовала удаленность от источника пресных вод и обломочного терригенного материала.

Западная же часть Прикаспийской впадины оставалась достаточно глубоководной и обширной по площади, что препятствовало созданию высоких концентраций калийно-магниевых солей и выпадению их в осадок. В пользу вышесказанного можно привести расчеты М.В. Горфункель и Г.И. Слепакова [1], согласно которым первоначальная мощность соленосной толщи в западной части Прикаспийской впадины колебалась от 3 до 7 км, в восточной от 2 до 5 км.

Следует подчеркнуть, что, по нашему мнению, общепринятый тезис о том, что

калийная седиментация характерна для палеопрогибов [2] является не совсем справедливым. Как уже отмечалось ранее [8], для садки калийных солей (полигалит, сильвинит, карналлит) необходима высокая концентрация рапы, которая может создаваться в небольших изолированных или частично изолированных бассейнах, и не может наблюдаться в значительных по площади бассейнах. Бишофитовая седиментация действительно тяготеет к центральным частям прогибов. Это замечание принципиально, поскольку мы трактуем западную часть Прикаспийской впадины как прогиб без существенной калийной седиментации, а В.С. Деревягин [2] – как зону палеоподнятий.

Соленосные разрезы районов Астраханского свода и Сарпинского прогиба характеризуются отсутствием заметной зараженности калийными и магниевыми солями. Наблюдаемое чередование каменной соли с сульфатно-карбонатно-терригенными пластами позволяет говорить о присутствии все-

**Рис.3. Структурно-фациальная карта нижнепермского ассельско-артинского интервала отложений (P1a-ag).** Структурно-фациальные зоны: 1 – парагенез биохеогенных и органично-обломочных карбонатных пород прибрежной части шельфа; 2 – парагенез биохеогенных и органично-обломочных карбонатных пород мелководной части шельфа; 3 – парагенез карбонатных и сульфатных фаций мелководного шельфа; 4 – парагенез карбонатных, сульфатных и галогенных фаций мелководного шельфа; 5 – парагенез хеогенных и биогенных карбонатных отложений шельфовых палеотеррас; 6 – органично-обломочные породы палеоподнятий шельфа; 7 – парагенез обломочных, рифогенных и глинисто-карбонатных отложений шельфовых палеотеррас; 8 – рифогенные карбонатные отложения; 9 – парагенез обломочных и глинисто-кремнистых отложений террасы склона бортового уступа; 10 – парагенез глинисто-карбонатно-кремнистых отложений и обломочных карбонатов (грейнитов и дебритов) склона бортового уступа и его подножия; 11 – парагенез песчано-глинистых (турбидитов) и кремнисто-глинисто-известковистых отложений склона и его подножия; 12 – парагенез кремнисто-глинисто-карбонатных и глинистых отложений глубоководной котловины; 13 – парагенез глинисто-карбонатно-кремнистых и обломочных (грейнитов и дебритов) терригенных пород; 14 – парагенез флишоидных и молассовых фаций; 15 – парагенез грубообломочных карбонатных и терригенных пород конусов выноса и кремнисто-карбонатных глубоководных отложений; 16 – парагенез кремнисто-карбонатных и глинистых глубоководных отложений внутривпадинных поднятий. Другие обозначения: 17 – Нижнепермский бортовой уступ Прикаспийской впадины; 18 – зоны современного отсутствия отложений; 19 – изопакиты; 20 – зоны конусов выноса (по Ю.А. Воложу); 21 – точка скважины, в числителе – номер скважины, в знаменателе – мощность отложений; 22 – зоны конусов выноса; 23 – границы литолого-фациальных зон; 24 – линии региональных сеймопрофилей, палеотеррасы: А – Карасальская, Б – Уральская, В – Кузнецовско-Нагумановская, Г – Предуральская

го 5-6 ритмов, в то время как в обрамлении Прикаспийской впадины их насчитывается до 9. Это дает основание предполагать, что во времени соленакопление смещалось с юга на север, от районов горной суши кряжа Карпинского в сторону центральной части Прикаспийской впадины.

Предлагаемая рабочая модель несколько не согласуется с моделью М.Д. Диарова [3], согласно которой калиеносная зона соответствует центральной части Прикаспийской впадины, где формировались калийные залежи "очень больших размеров". "В остальной части Прикаспийской впадины существовали, по всей вероятности, отдельные, незначительные по размерам, лагуны и озера, куда стекала высококонцентрированная рапа, непрерывное испарение которой привело к образованию незначительных по размерам залежей калийных солей. Стратиграфически, по нашему мнению, они связаны с верхней подзоной" [3].

Предлагаемая авторами данной работы модель в большей мере соответствует представлениям И.Н. Тихвинского [10], отличаясь тем, что дает более детальную стратификацию выделяемых калийно-магниевого интервалов разреза, объясняет природу серповидной формы калийной зоны и предполагает смещение процессов соленакопления на территории Прикаспийской впадины во времени.

Таким образом, наиболее ярко калийно-магниевого проявления тяготеют к тектонически спокойным прибортовым частям раннепермского соленосного бассейна. Наиболее погруженная центральная часть соленосного бассейна находилась в западной части впадины и, вероятно, в виду большой площади соленосного бассейна, распресненности рапы, характеризовалась отсутствием значимой калиеносности. Восточная и южная части впадины, сопряженные с континентальной воздымающей сушей, характеризовались слабым проявлением калиеносности в основном до полигалитовой стадии, что обусловлено большей распресненностью

вод бассейна и разбавления их поступавшими с суши пресными, привносом терригенного материала. Подобно как и в Предуральском прогибе, во времени соленакопление могло смещаться на запад к центральным районам Прикаспийской впадины.

#### **К вопросу о казанском соленакоплении на территории Прикаспийской впадины**

Вопрос о присутствии казанских соленосных отложений на территории Прикаспийской впадины постоянно дискутируется, однако границы казанского соленосного бассейна не ясны.

В обрамлении Прикаспийской впадины гидрохимическая свита казанского возраста достаточно хорошо изучена в Бугурусланском прогибе и представлена каменной солью, чередующейся с пластами ангидритов. В сторону Прикаспийской впадины мощность свиты увеличивается до 240 м. В соляно-купольной части на Каменской площади Казахстана разрез становится более слоистым и отмечается обогащение терригенным материалом, количество которого в верх по разрезу увеличивается. В скв.5 Каменской мощность возрастает до 330 м. Изложенное позволяет предполагать, что и на территории Прикаспийской впадины должны присутствовать соленосные отложения гидрохимической свиты. Задача заключается в определении поля распространения соленосных пород гидрохимической свиты на территории Прикаспийской впадины.

Известно, что на территории Прикаспийской впадины по палеонтологическим данным казанские отложения могут присутствовать как в соленосной, так и терригенной и сульфатно-карбонатно-терригенной фациях. По данным бурения казанские соленосные отложения на территории Прикаспийской впадины встречены в соляных телах, расположенных в северной и северо-западных частях впадины, в разрезах Линёвского купола (оренбургский участок), Карачаганакского купола и Каменской площади (уральский участок), в скв.1 Южно-Дьяковской (саратовский участок); возмож-

ны на Гмелинском куполе Волгоградской области [5]. В терригенной фации казанские отложения широко распространены в восточной половине Прикаспийской впадины до скв.1 Аралсорской, в которой они палеонтологически охарактеризованы. Присутствие казанских отложений в терригенной фации установлены в сводовых и склоновых частях куполов Челкар, Индер [4]. В южной части Прикаспийской впадины В.И. Левиной и Н.И. Подгайной выделена воложковская свита, включающая уфимский и казанский яруса [7]. Нижняя сульфатно-терригенная подсвита отнесена к уфимскому ярусу (0-260 м), средняя подсвита представлена переслаиванием полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов и редких глинистых доломитов и отнесена к раннеказанскому возрасту (500-800 м), верхняя подсвита мощностью 600-800 м терригенного состава отнесена к верхнеказанскому подъярису.

Таким образом, остается решить вопрос о положении границы перехода соленосных фаций в терригенные на территории Прикаспийской впадины.

Попытаемся использовать метод аналогии, оценивая строение Богурусланского прогиба северного обрамления Прикаспийской впадины. Последний имеет генетически разнотипные бортовые уступы. Восточный борт связан с трендом казанских терригенных отложений, сформированных под влиянием сноса со стороны палео-Урала обломочного материала. Край терригенного тренда, характеризующийся сокращением мощности отложений с 80-100 до 10-15 м, соответствует появлению, в более позднее время, гидрохимической соленосной свиты, накопление которой происходило в условиях депрессионного карбонатного типа разреза калиновской свиты. Аналогичное объяснение можно дать по вопросу распространения терригенных отложений на территории Прикаспийской впадины и соотношению терригенных и соленосных фаций. Сносимый терригенный материал со

стороны палео-Урала и территории кряжа Карпинского отлагался на прилегающих частях Прикаспийской впадины, компенсируя существовавший палеорельеф. В зоне ограниченного привноса обломочного материала формировалась морфологически выраженная впадина, которая позднее была выполнена казанскими соленосными отложениями.

Западная граница Богурусланского прогиба или выклинивания гидрохимической свиты отвечает появлению калиновского карбонатного тренда, когда последняя увеличивается в мощности с 10-15 м (депрессионный тип разреза) до 80-100 м (шельфовый тип разреза). Перепад толщин контролирует распространение соленосных пород гидрохимической свиты. Перепад толщин карбонатного тренда может являться критерием для определения границ распространения соленосных пород и на территории Прикаспийской впадины. Анализ данных бурения по волгоградскому сектору Прикаспийской впадины показывает, что в скв.1 Александровской, скв.2 Фёдоровской, скв.2 Южно-Кисловской, скв.263 Лободинской, скв.237 Быковской казанские отложения имеют аналогичное строение с разрезом в обрамлении впадины на Приволжской моноклинали, и представлены карбонатными породами в верхней части и мергельно-глинистыми – в нижней, общей мощностью 40-70 м. Однотипность казанского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамления позволяет говорить о сходстве палеогеографических условий осадконакопления на этих территориях в казанское время. Аналогичную однотипность фациальных обстановок мы отмечаем и по верхней части кунгурской соленосной толщи. Как уже отмечалось, на Приволжской моноклинали и в прибортовой зоне Прикаспийской впадины встречен калийно-магниевый парагенез, который мог формироваться в сходных палеогеографических обстановках. Иными словами, в конце кунгурского века бортовой уступ Прикаспийской впадины мог быть смещен в сторону цент-

ральной части и отвечать восточному краю калиеносной кунгурской зоны, за пределами которой могла существовать морфологически выраженная впадина для соленосных отложений пород гидрохимической свиты.

Таким образом, распространение казанской соленосной толщи нами предполагается на территории Прикаспийской впадины вдоль северного и северо-западного нижнепермского карбонатного шельфа (рис.2). Северо-западная граница соленосной толщи гидрохимической свиты, скорее всего, должна отвечать краевым частям выделенных прибортовых калийно-магниевого районов на территории Прикаспийской впадины, отражающих существование мелководных условий, сходных с обрамлением Прикаспийской впадины.

Присутствие разновозрастных и отличных по составу соленосных толщ может привести и к формированию сложно построенных соляных тел. Признаки проявления процессов пластического перераспределения соленосных пород уже фиксируются при их погружении на глубины более 2 км. Поэтому на территории впадины структура верхнепермского соленосного бассейна могла контролироваться процессами пластического перераспределения кунгурской соленосной толщи, и, в первую очередь, пород волгоградской свиты. Проявление процессов пластического перераспределения в последующем могло привести к прорыву верхней, менее пластичной чем нижняя, с сульфатным каркасом соленосной толщи, к оттоку, на фоне моноклиального наклона от бортовой зоны Прикаспийской впадины, в первую очередь, кунгурской соли и формированию в прибортовой зоне разновозрастных соляных тел, сложенных преимущественно верхнепермскими солями (купола Карачаганак, Линёвский), а на большем удалении от борта впадины – кунгурского возраста (купол Кончербай) [5].

Таким образом, авторами этой статьи предлагается рабочая модель пермского соленакпления, происходившего в юго-вос-

точной окраине Русской плиты. Основные выводы проведенных исследований заключаются в следующем.

Особенности соленакпления на территории Прикаспийского солеродного бассейна предопределялись генетической разнотипностью шельфовых зон обрамления и бортовых зон Прикаспийской впадины. Восточные и южные окраины пермского соленосного бассейна характеризовались континентальным обрамлением, проявлением горообразовательных процессов, со стороны которых происходил активный привнос в бассейн терригенного материала и пресных вод. Это обеспечивало смещение во времени процессов соленакпления и калийно-магниевого минерализации к центральным частям Прикаспийской впадины. Северо-западная и северная части Прикаспийской впадины граничили с тектонически относительно стабильной шельфовой зоной, в пределах которой, как и во впадине, существовал солеродный бассейн. Тектоническая стабильность данной территории, отсутствие активных источников сноса обломочного материала и мелководье предопределяли специфику соленакпления и широкое развитие калийно-магниевого солей на данной территории.

Первоначально Прикаспийская впадина и Предуральский прогиб были в значительной степени компенсированы волгоградской каменной солью, языки которой захватывали ближайшее северное обрамление впадины. В последующее балыклейское время площадь соленакпления существенно расширилась, захватив тектонически пассивное обрамление Прикаспийской впадины. Для этого периода характерен полигалитовый седиментогенез, на отдельных участках – сильвинитовый. Затем наступил регрессивный этап соленакпления, когда его площадь стала сокращаться и на тектонически пассивной части обрамления Прикаспийской впадины. К началу луговского времени (период накопления парного или двойного ангидрита) относительно глубоко-

водная часть солеродного бассейна сохранилась только в западной прицентральной части Прикаспийской впадины. Прогрессирующее обмеление солеродного бассейна привело к формированию локальных в различной мере изолированных бассейнов, контролирующих калийную седиментацию.

Генетическая разнотипность краевых частей солеродного бассейна предопределила формирование в его пределах соответствующих литолого-фациальных рядов. Наиболее высокие концентрации калийных и магниевых солей тяготеют к тектонически пассивной части солеродного бассейна, формируя серповидную форму распространения зон калийных и магниевых солей, тем самым очерчивая существование наиболее прогнуптой части дна солеродного бассейна в западной части Прикаспийской впадины.

В позднепермский этап процессы соленакопления контролировались влиянием продолжающихся горообразовательных движений тектонически активного обрамления Прикаспийской впадины. Соленакопление сместилось к тектонически пассивному обрамлению Прикаспийской впадины, захватив наиболее погруженную ее часть. Таким образом, начавшись на территориях Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба в волгоградское время соленакопление, охватившее в последующем тектонически пассивную приподнятую часть Русской плиты, завершилось в позднепермское время в северной и северо-западной частях Прикаспийской впадины и в ее обрамлении в Бугурусланском прогибе.

Авторами уточняется, что не каждый палеопрогиб характеризуется проявлением значимой калийно-магниевой седиментацией. Последняя проявляется в частично или полностью изолированных (тупиковых), в которых произошло соответствующее сгущение рапы. Значительные по размерам палеопрогибы могут характеризоваться распресненной рапой и проявлением незначительной калийной минерализацией. Как правило, прогибы с высокой калийной насыщенностью являются бассейнами-спутниками, расположенными в обрамлении крупных прогибов. Таким образом, отсутствие значимой калийной минерализации не является причиной отнесения данного участка к зоне палеоподнятий, как это часто интерпретируется.

В данной работе сделана попытка на основе систематизации собранной геолого-геофизической информации создать уточненную модель соленакопления в пермском соленосном бассейне юго-восточной части Русской плиты, с позиции которой можно прогнозировать перспективные участки на обнаружение различных видов калийных и магниевых солей, борных минералов, самородной серы. Выявленные факты присутствия палеопрогибов и палеоподнятий, преарированных нижними ритмопачками соленосной толщи, имеет важное значение при поиске месторождений нефти и газа в подсолевом карбонатно-сульфатном и карбонатном комплексах. Достаточно значительное количество месторождений УВ связано с зонами палеоподнятий.

#### Л и т е р а т у р а

1. Горфункель М.Ф., Слепакова Г.И. О характере прогибания Прикаспийской впадины в поздней перми, мезозое и кайнозое //Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. – Киев: Наукова думка, 1974. – С.100-108.
2. Нижнепермская галогенная формация Северного Прикаспия /В.С. Деревягин, С.А. Свидзинский, В.И. Седлецкий [и др.]. – Ростов-на-Дону: изд-во Ростов. ун-та, 1981.
3. Диаров М.Д., Диарова Р.А., Сериков Ф.Т. Бороносность и калиеносность пород галогенной формации Прикаспийской впадины. – Эверо, Алматы, 2006. – С.184.
4. Корневский С. М., Воронова М.Л. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. – М.: Недра, 1966.

5. Пермские галогенные отложения северной окраины Прикаспийской впадины (на примере Карачаганакского участка) /Ю.А. Писаренко, А.К. Замарёнов, Н.Н. Маркина [и др.] //Новые данные по геологии соленосных бассейнов Советского Союза. – М.: Наука, 1986. – С.87-93.

6. Местные стратиграфические подразделения верхней перми Прикаспийского региона /Ю.А. Писаренко, Н.П. Прохорова, Д.А. Кухтинов [и др.] //Недра Поволжья и Прикаспия. – 1999. – Вып.20. – С.3-11.

7. Местные стратиграфические подразделения нижней перми Прикаспийского региона /Ю.А. Писаренко, В.И. Левина, Д.А.Кухтинов [и др.] //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2000. – Вып.21. – С. 3-19.

8. Палеогеографические условия пермского этапа соленакопления в обрамлении Прикаспийской впадины и Предуральском прогибе /Ю.А. Писаренко, О.П. Гончаренко, В.Ю. Писаренко [и др.] //Недра Поволжья и Прикаспия. – 2010. – Вып.63. – С.22-33.

9. Свидзинский С.А. Внутренняя тектоника соляно-купольных структур и методы ее изучения. – Ростов-на-Дону: изд-во Ростов. ун-та, 1992.

10. Тихвинский И.Н. Закономерности распространения калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне //Советская геология. – 1976. – № 2. – С.102-113.

УДК 553.98.061.33 (470.4/5)

## О МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ И ФОРМИРОВАНИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА В УСЛОВИЯХ ПОВОЛЖЬЯ И ПРИКАСПИЯ

© 2010 г. Ю.С. Кононов

ФГУП "Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики"

Вопросам миграции углеводородов (УВ) и формирования месторождений нефти и газа в условиях Поволжья и Прикаспия в последнее время посвящено две статьи, опубликованные в соседних выпусках журнала "Недра Поволжья и Прикаспия" [5, 9]. Следует отметить, что между собой они практически никак не связаны даже в критическом отношении. По исходным же позициям статьи, несомненно, противоречивы, хотя, казалось бы, прямо речь об этом не идет. Например, в статье Ю.Д. Горькова [5] высказываются соображения о миграции и аккумуляции УВ на примере так называемого Саратовского Правобережья. Этот район представляет собой составную часть издавна выделяемой при нефтегазогеологическом районировании Нижне-Волжской нефтегазоносной области (НГО).

Как было показано [6], геоструктурно-формационные особенности девонско-артинского нефтегазоносного этапа (НГЭ)

здесь довольно изменчивы. Поэтому внутри него, у основных нефтегазоносных комплексах (НГК) продуктивность на месторождениях Саратовской и Волгоградской частях НГО существенно различна. Именно это, пожалуй, прежде всего, дает основание для обособления в нефтегазогеологическом отношении Саратовского Правобережья (реки Волги). В Нижне-Волжской НГО еще в конце 70-х годов XX века отмечалось преобладание мелких по запасам месторождений при небольшом количестве средних и одном крупном (Котовском), расположенном в Волгоградской области [10]. С тех пор общая картина существенных изменений практически не претерпела, хотя и были осуществлены некоторые открытия. Наиболее существенные из них связаны с выявлением нефтеносности евлановско-ливенских карбонатных отложений рифогенного типа. Эти открытия тяготеют к пограничным районам Волгоградской и Саратовской областей. При