



2. *Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов, 1997. 180 с.
3. *Uffen R.* Influence of the Earth's core on the origin and evolution of life // *Nature*. 1963. Vol. 198, № 48. 76 p.
4. *Simpson J.F.* Evolutionary pulsations and geomagnetic polarity // *Bul. Geol. Soc. America*. 1966. Vol. 77, № 2. P. 197–204.
5. *Халфин Л.Л.* Теоретические вопросы стратиграфии. Новосибирск, 1980. 199 с.
6. *Black D.I.* Cosmic ray effects and faunal extinctions at geomagnetic field reversals. *Earth Planet. Sci. Letters*. 1967. № 3. P. 225–236.
7. *Waddington C.I.* Paleomagnetic field reversal and cosmic radiation // *Science*. 1967. Vol. 158. P. 913–915.
8. *Савин М.Г.* Кувырок магнитного поля // *Химия и жизнь* – XXI век. Февраль 2007. С. 6–10.
9. *Молостовский Э.А.* К проблеме взаимосвязей массовых вымираний с инверсиями магнитного поля Земли (МПЗ) // *Проблемы изучения биосферы: Тез. докл. Всерос. науч. конф.* Саратов, 1996. С. 87–88.
10. *Ryan W.B.F., Cita M.B., Rawson M.D. et al.* A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean

- “salinity crisis” // *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.* 1974. Vol. 80. № 4. P. 631–687.
11. *Молостовский Э.А.* Новые данные по палеомагнитной шкале СССР и некоторые общие вопросы магнитостратиграфии // *Современное состояние исследований в области геомагнетизма*. М., 1983. С. 143–162.
12. *Молостовский Э.А.* Шкала магнитной полярности мезозоя и кайнозоя и ее значение для стратиграфии (по материалам западной части СССР): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1986. 34 с.
13. *Буров Б.В., Ясонов П.Г.* Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань, 1979. 160 с.
14. *Молостовский Э.А., Храмов А.Н.* Магнитостратиграфия и ее значение в геологии. Саратов, 1997. 180 с.
15. *Палеомагнитология*. Л., 1982. 312 с.
16. *Гребенюк Л.В., Застрожнов А.С.* Магнитостратиграфия неогеновых отложений Северного Прикаспия // *Изв. Саратов. ун-та*. 2002. Т. 2. С. 125–130.
17. *Гребенюк Л.В., Молостовский Э.А.* Магнитостратиграфия миоценовых отложений Северного Кавказа // *Недра Поволжья и Прикаспия*. 2008. Вып. 53. С. 20–29.
18. *Стратиграфический кодекс*. СПб., 1992. 120 с.
19. *Cox A.* Geomagnetic reversals // *Science*. 1969. Vol. 163, № 3864. P. 237–245.

УДК [551.8:551.247:553.634:551.736.1](470.44/47)

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕПЕРМСКОЙ ГАЛОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Ю.А. Писаренко, О.П. Гончаренко<sup>1</sup>, В.Ю. Писаренко,  
О.С. Киреенко, Т.Г. Карпова

Научно-исследовательский институт геологии и геофизики,  
Саратов

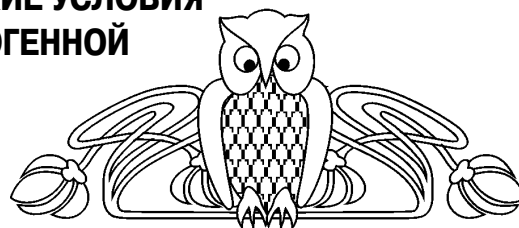
E-mail: pisarenko@nvniigg.san.ru

<sup>1</sup>Саратовский государственный университет,  
кафедра петрографии и минералогии

E-mail: GoncharenkoOP@mail.ru

Нижнепермская галогенная формация в пределах юго-восточной окраины Русской плиты является крупной по площади распространения, мощности и полноте развития галогенного осадко-накопления. Проведенные исследования галогенной формации позволили впервые по юго-восточной части Русской плиты построить литолого-фациальные карты отдельных этапов соленакопления и установить пространственную миграцию солеродного бассейна во времени. Разработанная модель пермского этапа соленакопления позволит в пределах рассматриваемой территории осуществлять более надежный прогноз районов, перспективных на горно-химическое сырье, а также выделять подсолевые палеоподнятия как объекты для скопления углеводородов.

**Ключевые слова:** палеогеография, тектоника, галогенная формация, пермь, калийное сырье.



### Paleogeographic and Tectonic Environment in the Lower Permian Halogen Formation from the Southeastern Margin of the Russian Plate

Yu.A. Pisarenko, O.P. Goncharenko\*, V.Yu. Pisarenko,  
O.S. Kireyenko, T.G. Karpova

The Lower Permian halogen formation within the southeastern margin of the Russian Plate is to be considered a large one in terms of its spatial extent, thickness and completeness of halogen sedimentation development. Examination of the halogen formation has made it possible to construct lithology-facies maps of individual salt-accumulation stages and to determine the spatial migration of the salt-generating basin in time. The developed model of the Permian sedimentation stage within the area will enable more reliable forecasting of the regions prospective for mining-chemical feedstock; this will also allow to reveal subsalt swells as the objects of hydrocarbon accumulation.

**Key words:** paleogeography, tectonics, halogen formation, the Permian, potassium stock.



## Введение

В данной работе предлагается согласованная модель пермского этапа соленакопления по территориям Волго-Уральской антеклизы, Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба на основе анализа уже накопленных модельных представлений различных исследователей и значительного объема данных бурения по рассматриваемой территории. Авторами статьи только по российской части территории исследований обследовано порядка 3000 скважин с использованием материалов сейсмических работ по изучению межскважинного пространства. Использование разработанной в НВНИИГГ (г. Саратов) ритмостратиграфической схемы соленосной и подсолевой карбонатно-сульфатной толщ (рис. 1), а также схемы расчленения и сопоставления разрезов скважин способствовали составлению «шаг за шагом» уточненной модели пермского соленакопления. Это позволило стратифицировать выделяемые реперные пласты, восстановить литолого-фациальные ряды, определить роль тектонических и седиментационных структуроформирующих факторов. При разработке модели использовались материалы В.С. Деревягина [1], С.М. Кореневского, М.Л. Вороновой [2], И.Н. Тихвинского [3, 4], М.Д. Диарова [5], С.А. Свидзинского [6] и других исследователей.

Ввиду слабой изученности соленосного разреза каменным материалом основным методом определения литологического состава, и в частности типов калийных солей, являлся комплекс ГИС. На базе полученных данных впервые по юго-восточной части Русской плиты построены литолого-фациальные карты отдельных этапов соленакопления, установлены факты пространственной миграции солеродного бассейна во времени. Разработанная модель пермского этапа соленакопления позволит в пределах рассматриваемой территории осуществлять более надежный прогноз горно-химического сырья, а также выделять подсолевые палеоподнятия как объекты для скопления углеводородов.

## Палеогеографические и тектонические условия формирования нижнепермской галогенной формации

Нижнепермская галогенная формация в пределах юго-восточной окраины Русской плиты является крупной по площади распространения, мощности и полноте развития галогенного осадконакопления. Ее формирование определялось следующими основными этапами соленакопления.

*Волгоградский этап соленакопления.* В результате анализа данных бурения по саратовско-оренбургскому сектору Прикаспийской впадины и ближайшему обрамлению установлено, что соленакопление началось в

пределах впадины с отложения каменной соли волгоградской свиты (рис. 2). По мере заполнения впадины площадь накопления каменной соли волгоградской свиты расширялась и захватывала наиболее опущенную в это время северную прибортовую часть впадины (Дальнее Саратовское Заволжье, уральский и оренбургский участки), отвечающую в тектоническом плане Восточно-Оренбургскому своду и южной окраине Бузулукского прогиба. В районе Соль-Илецкого выступа, в скв. 144 – Черниговской, мощность каменной соли свиты составляет 1100 м. В северном направлении, сокращаясь в мощности, породы волгоградской свиты распространены в пределах Восточно-Оренбургского свода, в южной части Бузулукского прогиба. На саратовском обрамлении впадины соль волгоградской свиты выполняла небольшие прибортовые прогибы. Мощность отложений свиты здесь не превышала 120 м. На волгоградском обрамлении Прикаспийской впадины породы свиты мощностью в 20 м выделены только на Лугово-Пролейской площади.

Есть основание предполагать, что соленакопление началось с конца артинского времени. По крайней мере, на Карасальской моноклинали мы отмечаем, что при переходе на территорию Прикаспийской впадины происходит расслоение подсолевой карбонатно-сульфатной толщи пластами каменной соли.

Опираясь на представления А.Л. Яншина [7], М.П. Фивега [8] и других исследователей, можно говорить, что на территории Прикаспийской впадины формирование волгоградской соли происходило в глубоководных условиях. Последнее находит свое подтверждение в том, что в районе бортового уступа отмечается фациальный переход пород нижнепермской подсолевой карбонатной толщи от рифогенного типа к депрессионному. Это свидетельствует о существовании в предкунгурское время некомпенсированной впадины глубиной до 1000 м. Одним из косвенных признаков, на основании которого можно судить об относительной глубоководности накопления волгоградской соли, является практическое отсутствие в её составе, при значительной мощности, сезонной годичной ритмичности и примеси калийных и магниевых солей. Вполне вероятно, что нижняя галитовая толща, выделяемая многими исследователями на территории Прикаспийской впадины, соответствует волгоградской свите. Лишь в конце волгоградского времени в пределах обрамления Прикаспийской впадины проявилась полигалитовая минерализация, которая на отдельных участках продолжалась, включая и начало балыклейского времени.

По результатам сопоставления разрезов скважин территории Соль-Илецкого выступа и Предуральского прогиба установлено, что последний выполнен каменной солью волгоградской свиты (рис. 3). Причем в западной части прогиба волгоградская свита имеет такое же строение, как

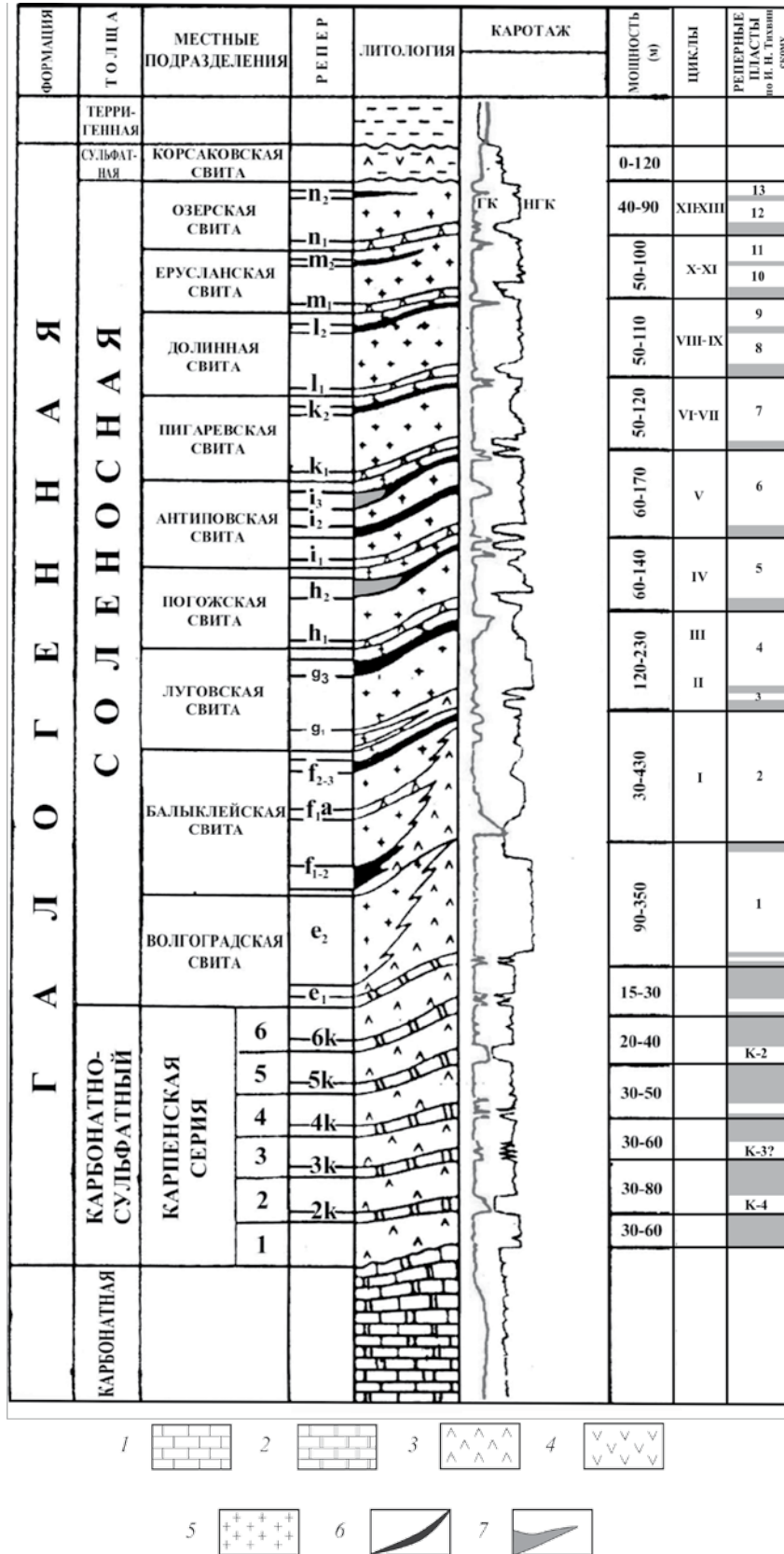


Рис. 1. Типовой стратиграфический разрез нижнепермской галогенной формации северного обрамления Прикаспийской впадины (Ю.А. Писаренко и др., 1982): 1 – известняк; 2 – доломит; 3 – гипс; 4 – ангидрит; 5 – галит; 6 – калийно-магниевая соль; 7 – магниевая соль (бишофит)





и на обрамлении Прикаспийской впадины в районе Соль-Илецкого выступа. В восточном направлении разрез меняется за счет обогащения нижней его части терригенным материалом и постепенно переходя в терригенный молассовый комплекс. При этом верхняя галитовая толща в восточном направлении теряет свою мощность, а затем выклинивается, а нижняя терригенно-соленосная становится более мощной. Фактически, мы наблюдаем зарождение терригенно-соленосного бассейна вдоль восточного борта Предуральского прогиба, западнее которого отмечается переход его в галитовую стадию седиментогенеза. Каменная соль волгоградской свиты в пределах прогиба перекрыта терригенными красноцветными породами верхней перми.

Языки терригенной седиментации отмечаются в нижней части свиты и в пределах Соль-Илецкого выступа на Нагумановской площади. Вероятно, унаследованное с позднего карбона и ранней перми воздымание горных сооружений Палео-Урала в последующее время приводило к смещению соленакпления в западном направлении за пределы Предуральского прогиба на прилегающую часть Русской плиты.

*Балыклейский этап соленакпления.* После значительной компенсации волгоградской солью Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба, а также наиболее опущенных участков прилегающего обрамления площадь соленакпления резко расширилась в западном направлении и захватила обширную территорию юго-восточной части Русской плиты. Балыклейский этап соленакпления отразил существование новой серии палеопрогибов, расположенных за пределами распространения волгоградской свиты. На территории Предуральского прогиба (оренбургский сектор) отложения балыклейской ритмопачки не установлены. Своеобразие данного этапа соленакпления определяется появлением ярко выраженной ритмичности за счет чередования пластов каменной соли, полигалитов и ангидритов. Значит, на втором этапе соленакпления глубина бассейна значительно уменьшилась, что послужило основанием для накопления калийных и магниевых солей. Вполне вероятно, что указанному этапу отвечает нижняя часть калиевого горизонта на территории Прикаспийской впадины.

В обрамлении Прикаспийской впадины соленакпление балыклейского этапа отразило существование двух крупных палеопрогибов Приволжского прогиба на волгоградской территории и Саратовско-Оренбургского, разделенных Ровенско-Мокроусовской седловиной. Прогибы характеризуются увеличением мощности ритмопачки на 150–200 м. Также выделена серия и более мелких прогибов (см. рис. 2), которые в плане совпадают с прогибами, выполненными породами волгоградской свиты. Северо-западнее Приволжского и севернее Саратовско-Оренбургского

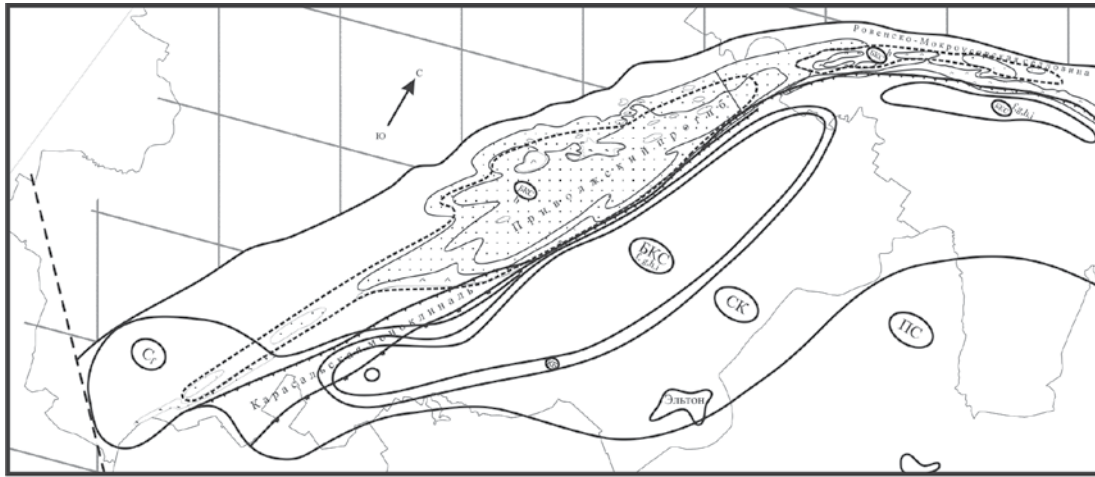
прогибов, а также между ними распространен лагунно-шельфовый тип разреза с развитием локальных палеоподнятий, разделяющих небольшие бассейны-спутники (бассейны-спутники). Полигалитовая седиментация нижних реперных зон f1-f1p происходила практически на всей территории, за исключением зон палеоподнятий. Анализ гаммаактивности реперных зон показывает, что в крупных прогибах отмечаются низкие концентрации полигалита в отличие от небольших прогибов-спутников, в которых происходило концентрирование рапы до стадии полигалита. Определенный генетический интерес представляют собой участки, на которых полигалитовая седиментация, начавшись в конце волгоградского времени, не прекращалась при формировании последующей сульфатной пачки пород и реперных зон f1 и f1p, как, например, в пределах Ташлинско-Кузнецовского локального прогиба, развивавшегося унаследовано с волгоградского времени.

В небольших локальных прогибах-спутниках западного обрамления Приволжского прогиба в лагунно-шельфовых условиях сгущение рапы достигало стадии осаждения сильвинит-полигалитовых и сильвинитовых руд (Гремячинская, Южно-Уметовская, Октябрьская площади на волгоградской территории). По данным ГИС, предполагается, что в скв. 65 Южно-Уметовской репер f1 в нижней части (20 м) представлен полигалитом, в верхней – сильвинитом (10 м на гл. 910 м).

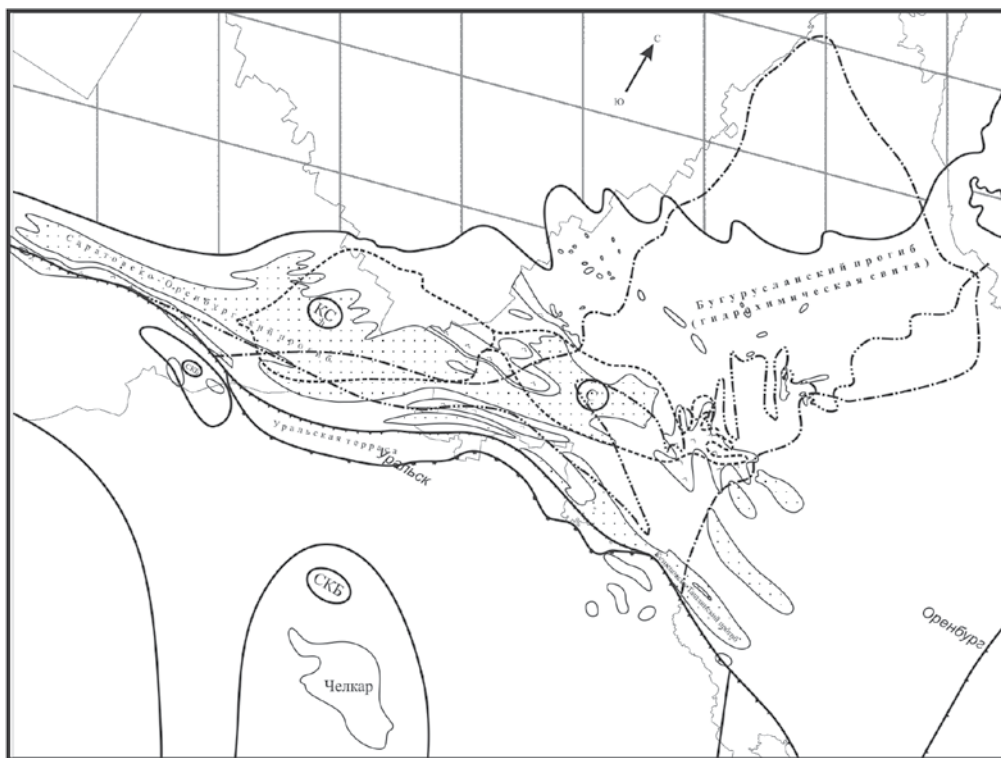
В районе Карасальской моноклинали на Есауловской площади встречены сильвиниты, вероятно, отвечают балыклейскому возрасту пород и по ГИС хорошо сопоставляются с сильвинитовым интервалом Эльтонского купола. В пределах саратовского сектора Прикаспийской впадины сильвинитовые пласты выделены в скважинах Озинской площади в нижней части разреза.

По данным бурения на территории Башкирско-Оренбургского Приуралья устьевая часть пролива, связывающая эпиконтинентальное море с бореальным арктическим океаном, в балыклейское время характеризовалась накоплением преимущественно сульфатных пород и в меньшей степени каменной соли при полном отсутствии полигалитовой минерализации. Полигалитовая минерализация проявлялась южнее только в локальных прогибах-спутниках (Шарлыкское месторождение полигалитов).

Особенности волгоградского и балыклейского этапов формирования галогенной формации указывают на то, что палеорельеф, существовавший перед соленакплением, обусловлен проявлением как тектонического, так и седиментационного структуроформирующих факторов. Анализ подсолевой карбонатно-сульфатной толщи показывает, что уменьшение ее мощности сопровождается увеличением мощности



а



б

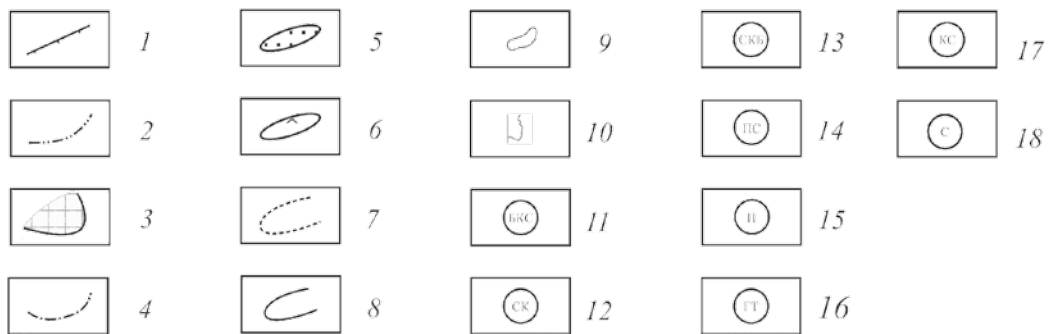


Рис. 3 Палеогеологическая карта пермского этапа соленакопления юго-восточной части Русской плиты: А – Волгоградское Поволжье; Б – Саратовско-Оренбургский участок; 1 – положение нижнепермского бортового уступа Прикаспийской впадины и Предуральяского прогиба, террас, осложняющих уступ; 2 – западная



нижней соленосной волгоградской ритмопачки, а в случае ее отсутствия – балыклейской. Обратное зеркальное соотношение мощностей подошвенной соленосной ритмопачки и подстилающей карбонатно-сульфатной толщ может быть объяснено тем, что формирование подсолевого палеорельефа в значительной степени определяется различной скоростью накопления осадков карбонатного, сульфатного и хлоридного составов в палеогеографически отличающихся обстановках, избирательностью формирования увеличенных мощностей к определенным участкам. Это свидетельствует о преобладающей роли седиментационного структуроформирующего фактора при образовании подсолевого палеорельефа. Вместе с тем процессы осаждения различных минеральных ассоциаций находились под контролем тектонического фактора.

Известно, что средняя скорость накопления карбонатных пород (кроме рифогенных) составляет менее 0,5 мм/год, ангидритов – 1–2 мм/год, каменной соли – 60–80 мм/год [9, 10]. Изменение солености вод палеобассейна всегда сопровождалось изменением уровня вод. Для формирования органогенных построек в шельфовой зоне в составе карбонатно-сульфатной толщи и подстилающей карбонатной наиболее благоприятные условия создавались на приподнятых мелководных частях бассейна. Сульфатная седиментация начинается с мелководных участков дна бассейна, где вода быстрее прогревается и достигает насыщения. На этих участках происходит накопление сульфатных пород, отличающихся повышенными значениями мощности, по сравнению с более глубоководными зонами. Ярким примером этого является Карачаганакский нижнепермский рифогенный массив, на вершине которого сформировалась ангидритовая «шапка» мощностью до 270 м.

Ритмичное строение подсолевой карбонатно-сульфатной толщи свидетельствует о периодической смене карбонатной и сульфатной седиментаций. При этом в обоих случаях в районе палеоподнятий, как наиболее прогреваемых, накапливались большие мощности сульфатных и карбонатных пород. При благоприятных палеогеографических условиях каждый последующий этап сульфатной или карбонатной седиментации приводил к более яркой выраженности района палеоподнятия в рельефе.

В условиях резкого повышения солености вод до отложения каменной соли распределение седиментационной мощности характеризуется обратной тенденцией. Происходит стекание более тяжелой рапы в погруженные участки дна бассейна, в пределах которых начинается отложение каменной соли. На мелководье каменная соль может отсутствовать или отличаться небольшой мощностью, по сравнению с глубоководными участками. Палеорельеф, существовавший перед соленаккумуляцией, был компенсирован отложениями нижней соленосной ритмопачки ввиду высокой скорости осадконакопления. В одних случаях это может быть волгоградская, а в других – на участках отсутствия волгоградской соли, – балыклейская ритмопачка.

В прибортовой части Прикаспийской впадины часто встречается иной тип палеоподнятия, связанный с выклиниванием регрессивной составляющей (ангидритов) карбонатно-сульфатного интервала и объединением карбонатных пород в единую толщу с подстилающими артинскими и сакмарскими карбонатами. Поднятия этого типа вскрыты в разрезах скважин Гремячинской площади, Лугово-Пролейской, Лободинской, Наримановской и Тингутинской площадях (Волгоградская область) и Карпенской площади (Саратовская область).

В региональном плане четко прослеживается роль тектонического фактора. По оренбургскому обрамлению заметно, что граница распространения отложений волгоградской свиты контролируется увеличением в северной части профиля мощности карбонатно-сульфатной толщи, сокращением мощности подстилающих карбонатных пород, что отражает положение Камелик-Чаганской системы разломов. По саратовскому профилю зона выклинивания волгоградской свиты отвечает южному склону Клиновской вершины и началу разрастания мощности подсолевой карбонатно-сульфатной толщи. На волгоградском пересечении западная граница Приволжского палеопрогиба контролируется положением восточной флексуры, а восточная – прибортовой линейной зоной палеоподнятий.

Таким образом, тектонические разломы девонского этапа зарождения контролировали распределение фаций, отражающих положение крупных прогибов и прилегающих приподня-

---

граница распространения отложений волгоградской свиты; 3 – зона отсутствия соленосных отложений нижней перми; 4 – граница распространения казанских соленосных отложений гидрохимической свиты (Бугурусланский прогиб); 5 – палеопрогибы обрамления Прикаспийской впадины; 6 – палеоподнятия обрамления Прикаспийской впадины; 7 – поля распространения преимущественно бишофитов, карналлит-сильвинитов (КС) и сильвинитов (С) погожского времени на территории обрамления Прикаспийской впадины; 8 – поля распространения преимущественно бишофитов, карналлит-сильвинитов и сильвинитов погожского времени на территории Прикаспийской впадины; 9 – изученные соляные купола; 10 – административные границы; 11 – преимущественно бишофит с подчиненным присутствием сильвинита и карналлита (БКС); 12 – преимущественно сильвинит с подчиненным присутствием карналлита (КС); 13 – преимущественно сильвинит с подчиненным присутствием карналлита и бишофита; 14 – полигалит, сильвинит (ПС); 15 – полигалит (П); 16 – галит и терригенный материал (ГТ); 17 – преимущественно карналлит с подчиненным присутствием сильвинита; 18 – сильвинит



тых частей шельфа. Положение бортовых зон прогибов контролировало развитие локальных палеоподнятий, амплитуда которых определялась седиментационным структуроформирующим фактором. Процессы локального образования биогермов на карбонатном этапе седиментогенеза предопределяют формирование положительных форм палеорельефа, которые могли являться импульсом для возникновения палеоподнятий в период накопления карбонатно-сульфатной толщи. Локальные участки палеоподнятий характерны и для приподнятых частей шельфа, реже для участков прогибов. Замечено, что на оренбургской территории зоны локальных прогибов сопряжены с линейными зонами дислокаций, выделяемых по терригенному девону и являющихся одним из основных объектов на нефть и газ.

После выяснения роли тектонического и седиментационного структуроформирующих факторов в образовании палеорельефа перейдем к оценке последующих этапов соленакопления.

*Луговской этап соленакопления.* Данное время началось с сульфатной садки трансгрессивного этапа, затем каменной соли и завершилось отложением полигалитовых, полигалит-карналлитовых пород. В северной части Оренбургской области, на территории Башкирии происходило осаждение только сульфатов и карбонатов. Видимо, через эту территорию поступал с севера поток слабоминерализованных рассолов. Южнее, в сторону Прикаспийской впадины, после существенной компенсации палеорельефа в балыклейское время, условия осадконакопления были достаточно однотипными и характеризовались присутствием полного ритма с ангидритом в подошве, каменной соли, а затем полигалитового репера g3. Отмечаемые незначительные изменения мощности и более существенные изменения литолого-фациального состава полигалитового пласта g3 свидетельствуют об унаследованном развитии палеопрогибов, выделяемых по волгоградской свите и балыклейской ритмопачке. В районах палеоподнятий полигалитовый репер отсутствует, его формирование осуществлялось в палеопрогибах. Тенденции, отмеченные для полигалитовой седиментации балыклейского времени, характерны и для луговского.

На территории Прикаспийской впадины восстановить условия седиментации луговского этапа соленакопления не представляется возможным. Можно лишь отметить, что сформированные в это время осадки могут соответствовать части калийной зоны сводного соленосного разреза Прикаспийской впадины.

*В погожское время* произошло наиболее значительное сгущение рапы. В конце погожского времени на волгоградском и саратовском обрамлениях Прикаспийской впадины происходило формирование бишофитового пласта с карналлит-сильвинитовой оторочкой в районе

унаследовано развивавшихся с балыклейского времени палеопрогибов (Приволжский прогиб, локальные прогибы Ровенско-Мокроусовской седловины). В краевых частях прогиба и его обрамления накапливались карналлит-сильвинитовые и сильвинитовые породы. За пределами прогиба на значительной территории калийное осадконакопление отсутствовало. Видимо, значительное сгущение рапы сопровождалось обмелением бассейна и отсутствием осадконакопления. Подмечено, что при увеличении мощности бишофитового пласта происходит сокращение мощности карналлит-сильвинитовой оторочки, и наоборот. Это можно объяснить двумя причинами. Наиболее благоприятными условиями для карналлит-сильвинитовых пород были склоновые части прогибов, так как они кристаллизовались из остаточных рассолов перед началом этапа опреснения или за счет растворения бишофита и впоследствии кристаллизации сильвина и карналлита.

Согласно исследованиям Б.И. Сапегина [11], на Верхнекамском месторождении зона распространения сильвина с максимальным содержанием KCl в породе располагалась в прибрежной части солеродного бассейна или вблизи ее, где глубины последнего были, естественно меньше, чем во внутренних областях.

В пределах Саратовско-Оренбургского прогиба пласт h2 погожской ритмопачки представлен сильвинит-карналлитовой (западная часть) и сильвинитовой (восточная часть прогиба) фациями. Сильвинит-карналлитовый тип разреза тяготеет к осевой части прогиба. Пласт h2 погожской ритмопачки имеет уже двухчленное строение (см. рис. 1). В кровле залегает пласт сильвинита, в подошве – карналлита. Мощность реперного пласта при этом увеличивается до 40 м. В палеоплане эта зона отвечает Саратовско-Оренбургскому палеопрогибу, выполненному балыклейской солью.

Было выявлено, что поле распространения сильвинитов контролируется положением двух зон палеоподнятий, выделяемых по балыклейской ритмопачке на Веселовско-Сорочинском и Зоринско-Давыдовском участках. На относительно изученной бурением Веселовской площади можно отметить, что сильвиниты тяготеют как к сводовой части палеоподнятия, так и склоновой. Вместе с тем полное соответствие границы палеоподнятия и поля распространения сильвинитов отсутствует. Вероятно, необходимо учитывать и более тонкие моменты седиментации сильвинита. Следует подчеркнуть, что за пределами выделенного поля сильвинитов репер h2 отсутствует. Вполне возможно, что в период садки сильвинитов на прилегающей территории были более распресненные условия вод морского бассейна, на которых происходила садка каменной соли. В северной части оренбургской территории также присутствуют





палеоподнятия, но меньшие по размерам. Как в их пределах, так и за пределами сильвинитовые пласты не встречаются. Возможно, на распространение сильвинитовых пород влияла также удаленность от северного устьевых канала, через который поступали в бассейн опресненные воды.

Таким образом, анализ результатов геофизического материала и данные по изучению кернового материала позволяют выделять в пределах волгоградско-оренбургского обрамления Прикаспийской впадины три типа палеопрогибов для продуктивного реперного пласта h2 погожской ритмопачки.

Первый тип прогиба характеризуется накоплением бишофитовых пород с карналлитовым пластом в подошве реперной зоны и сильвинитовым, образовавшимся за счет распреснения рапы, в кровле зоны (Приволжский прогиб на волгоградской территории, локальный прогиб в пределах Ровенско-Мокроусовской седловины – на саратовской). Второй тип прогиба, в котором пласт h2 представлен в подошве карналлитом, а в кровле сильвинитом (западная часть Саратовско-Оренбургского прогиба). Третий тип прогиба отделен от второго узкой перемычкой и сложен практически нацело, по данным ГИС, пластом пород сильвинитового состава (восточная часть Саратовско-Оренбургского прогиба). В восточной части Оренбургской области обрамления Прикаспийской впадины прогиб, имея мозаичные контуры, переходит в серию более мелких прогибов.

На севере Оренбургской области и территории Башкирии мы отмечаем в районе распресненного в балыклейское время пролива появление каменной соли погожской ритмопачки. Видимо, значительное сгущение рапы на территории Прикаспийского соленосного бассейна привело к смещению галитовой фации в северном направлении по проливу. Однако существенная калийная минерализация на завершающем регрессивном этапе здесь не проявилась. Анализ каротажного материала позволил отметить, что в отдельных скважинах на башкирской территории встречается пласт h2 сильвинитового состава (5–6 м) в верхней части и карналлитового в нижней части в скв. 35 Янгурчинской (инт. 250–267 м), скв. 801 Биккуловской (инт. 300–326 м), скв. 842 Уршакской (инт. 247–259 м).

На территории Прикаспийской впадины в разрезе соленосной толщи, как уже отмечалось, выделяется калиеносная зона, часть которой может соответствовать погожскому времени.

*Антиповское время.* В это время высокая степень минерализации наблюдалась только на Приволжской моноклинали, где происходило осаждение бишофита. На остальной территории происходило полигалит-карналлит-сильвинитовое соленакопление. В редких случаях отмечается осаждение чистых сильвинитов. Однако площадь

распространения бишофитов в Приволжском прогибе сократилась по сравнению с погожским временем. Это время является переломным моментом, когда регрессивные тенденции раннепермского этапа соленакопления сменяются трансгрессивными. Пожалуй, с данного времени началось сокращение и площади соленакопления в пределах юго-восточной части Русской плиты, о чем могут свидетельствовать сокращение площади распространения пород данной ритмопачки и отсутствие в зоне выклинивания пород ритмопачки увеличения мощности кровельного ангидрита за счет продуктов выщелачивания. На оренбургско-башкирском участке мы отмечаем сокращение или отсутствие каменной соли ритмопачки в районе предполагаемого устья пролива как результат существования распресненных условий.

*Пигаревский, долинный и озерский этапы соленакопления* характеризовались отсутствием значительных всплесков калийной минерализации. Видимо, в это время активизировался приток более опресненных рассолов через северный пролив и с континентальной суши. Выклинивание пород этих ритмопачек в районе устья пролива не сопровождается возрастанием мощности кровельного ангидрита. Можно считать, что современное поле распространения пород указанных ритмопачек на оренбургской территории близко к седиментационному. Возможно, эти этапы соленакопления без заметной калийной минерализации отвечают верхней галитовой толще центральных районов Прикаспийской впадины. Соответственно балыклейская, луговская, погожская и антиповская ритмопачки отвечают калиеносной зоне рассматриваемой территории.

## Выводы

В результате проведенных исследований было установлено, что существовавший перед соленакоплением палеорельеф в существенной мере обусловлен проявлением седиментационных структуроформирующих факторов при контроле тектонического фактора, который отвечал за положение крупных прогибов, линейных зон палеоподнятий. Локальные палеоподнятия подсолевого ложа практически теряют свою морфологическую выраженность к началу луговского времени. Именно с луговского времени можно говорить о контролирующей роли тектонического фактора, когда седиментационный структуроформирующий фактор практически утратил свою структурную значимость. Выделенные палеопрогобы, унаследовано развивавшиеся в период всего этапа соленакопления, контролировали формирование калийных и магниевых солей.

Концентрация полигалитовых пород определяется размером и изолированностью локальных палеобассейнов. В небольших прогибах-



спутниках, расположенных за пределами крупных палеопрогибов, концентрация рапы может достигать до осаждения сильвинитовых пород (реперная зона f2-3 на Гремячинском месторождении, реперная зона f1 на Южно-Уметовской площади, Приволжской площади, территории Башкирии).

Высокие концентрации сильвина создаются на склоновых и сводовых частях наиболее погруженных палеоподнятий, склонах палеопрогибов. Небольшие по площади палеопрогибы могут быть выполнены сильвинитом.

Карналлит в наибольших концентрациях накапливается в основном в районе палеопрогибов, чаще небольших или средних по площади. В случае присутствия в парагенезе также бишофита, карналлит отлагается на склонах палеопрогибов. Расположение карналлита на склонах палеопрогибов, как и в случае с сильвином, определяется не седиментационными условиями их кристаллизации, а тем, что карналлитовые породы образовались, судя по содержанию микроэлементов (брома и рубидия), из остаточных рассолов перед началом этапа опреснения. Бишофит накапливался только в районе прогибов с увеличенной мощностью в их осевых частях.

По характеру парагенеза калийно-магниевого солей выделяются три типа бассейна седиментации: выполненный бишофитом с карналлит-сильвинитовой оторочкой (волгоградское и саратовское обрамление Прикаспийской впадины), с карналлитовым пластом в подошве и сильвинитовым в кровле (саратовско-самарско-уральское обрамление Прикаспийской впадины) и с сильвинитовым пластом (оренбургское обрамление Прикаспийской впадины).

Под влиянием положительных тектонических подвижек Палео-Урала происходило смещение солеродного бассейна как в пространстве, так и во времени с территории Предуральского прогиба на прилегающую часть Русской плиты. В этом же направлении смещались флишеидные и молассовые комплексы нижней и верхней перми. Казанский солоносный бассейн уже занимал территорию Бузулукской впадины (Бугурусланский прогиб).

## Библиографический список

1. *Деревягин В.С.* Палеотектонические и палеогеографические условия соленакопления на территории Северного Прикаспия в нижнепермскую эпоху // *Строение и условия образования солоносных формаций* / Под ред. акад. А.Л. Яншина. Новосибирск, 1981. С. 36–44.
2. *Корневский С.М., Воронова М.Л.* Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М., 1966. 375 с.
3. *Тихвинский И.Н.* Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской синеклизы // *Советская геология*. 1974. № 5. С. 44–54.
4. *Тихвинский И.Н.* Закономерности распространения калийных солей в Предуральско-Прикаспийском бассейне // Там же. 1976. № 2. С. 102–113.
5. *Диаров М.Д., Диарова Р.А., Сериков Ф.Т.* Бороносность и калиеносность пород галогенной формации Прикаспийской впадины. Алматы, 2006. 184 с.
6. *Свидзинский С.А., Деревягин В.С., Ковальский Ф.И и др.* Корреляция разрезов и палеотектонические условия накопления кунгурской соляной толщи на западе Прикаспийской впадины // *Советская геология*. 1980. № 7. С. 40–51.
7. *Яншин А.Л.* О глубине солеродных бассейнов и некоторых вопросах формирования мощных соляных толщ // *Геология и геофизика*. 1961. № 1. С. 3–14.
8. *Фивег М.П.* О значении колебания уровня рапы солеродных бассейнов при седиментации солоносных сери // *Тр. ВНИИГ*. 1964. Вып. 45. С. 61–69.
9. *Мюллер П., Вингольц Р.* О генезисе углеводородов в карбонатных отложениях Цехштейна (верхняя Пермь) на территории Германской Демократической Республики // *Геология нефти и газа*. 1968. № 5. С. 56–61.
10. *Сувейдис П.И., Смильгис И.И.* К вопросу о развитии и коллекторских особенностях рифогенных образований в отложениях Цехштейна Прибалтики // *Литология и палеогеография биогермных массивов (ископаемые и современные)*. М., 1975. С. 139–145.
11. *Сапегин Б.И.* Распределение хлористого калия в сильвинитовых пластах Верхнекамского месторождения // *Проблемы соленакопления* / Под ред. акад. А.Л. Яншина. Т. 2. Новосибирск, 1977. С. 118–120.