



Библиографический список

1. Губатенко В. П. Построение класса переменных электромагнитных полей для линейных изотропных сред // Недр Поволжья и Прикаспия. 2011. Вып. 66. С. 70–77.
2. Губатенко В. П. Нахождение аналитических решений задач геоэлектрики на основе решения обратной

- задачи // Недр Поволжья и Прикаспия. 2011. Вып. 67. С. 34–46.
3. Кисунько Г. В. Электродинамика полых систем. Л., 1949. 427 с.
4. Mohsen A. Electromagnetic field representation inhomogeneous anisotropic media // Appl. Phys. 1973. Vol. 2, № 3. P. 123–128.

УДК 551.735/736 (470.4/5)

О РЕГИОНАЛЬНОМ ПРЕДПЕРМСКОМ СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ НЕСОГЛАСИИ В РАЗРЕЗАХ ПРИБОРТОВЫХ ЗОН ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

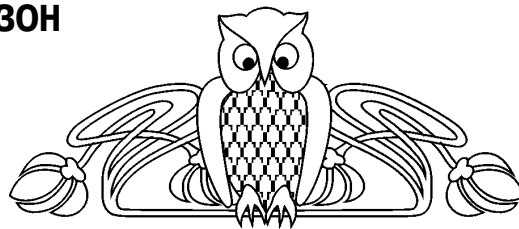
П. Д. Кухтинов*, Д. А. Кухтинов**

*ООО "Газпром ВНИИГАЗ", центр ПХГ, Московская обл.

E-mail: pavelkukhtinov@yandex.ru

**Саратовский государственный университет

E-mail: sheglov@nvniigg.san.ru



Проведен анализ фактических данных о несогласиях на границе карбона и перми в разрезах бортовой и внутренней прибортовой зон Прикаспийской впадины и точек зрения на механизм их формирования. Сделан вывод о том, что региональное несогласие формировалось при снижении уровня моря в среднем карбоне (позднебашкирское и верейское время). В среднем-позднем карбоне произошло затопление края шельфа, появилась более глубоководная обстановка с неустойчивым осадконакоплением, с характерными для нее дефицитом осадочного материала (взвеси), уносом его придонными течениями и турбидитными потоками по каньонам на второй уровень седиментации и подводной денудацией, увеличивающей амплитуду несогласия.

Ключевые слова: Прикаспийская впадина, прибортовая зона, карбон, пермь, предпермское несогласие.

On the Regional Prepermian Unconformity in the Sections from the edge Zones of the Pricaspian Depression

P. D. Kukhtinov, D. A. Kukhtinov

Factual data has been analyzed on the unconformities at the Carboniferous-Permian boundary in the sections from the edge and the inner by-edge zones of the Pricaspian Depression; varieties of opinions on the unconformity formation mechanisms have been analyzed, as well. A conclusion has been made that the unconformity generation along the entire perimeter of the Depression has been called forth by the replacement of the Bashkirian shallow-water environment with the deep-water conditions of the Middle-Late Carboniferous, with characteristic sedimentary material (suspended) deficiency and transfer by the near-bottom currents and turbidite flows along the canyons to the second level of sedimentation.

Key words: Pricaspian Depression, by-edge zone, Carboniferous, Permian, Prepermian unconformity.

В многочисленных публикациях разных лет отмечалось наличие стратиграфических несогласий в разрезах прибортовой зоны Прикаспийской впадины, приуроченных к границе карбона и перми, а также к различным уровням внутри нижней

перми, что послужило основанием для появления традиционных выводов о связи их с положительными тектоническими движениями на отдельных участках – вплоть до тектонической инверсии всего этого региона. Параллельно возникло предположение о развитии Прикаспийской впадины в позднем палеозое как некомпенсированной депрессии, бортовые зоны которой сложены рифовыми образованиями девона, карбона и нижней перми [1, 2 и др.], обрамленными слоистыми образованиями шельфа со стороны платформы и глубоководными депрессионными отложениями со стороны бассейнового склона.

Данные о несогласии на границе карбона и перми появились еще в 60–70-х годах прошлого века. Так, в работах А. В. Урусова [3] и О. Б. Кетат [4] были изложены данные о том, что в пределах Преддонбасской депрессии, Доно-Медведицкого вала и бортовой зоны Прикаспийской впадины породы ассельского яруса в объеме всех трех зон ложатся на размытую поверхность отложений оренбургского или верхних горизонтов гжельского яруса. В то же время в составе комплекса фузулинид нижней зоны ассельского яруса названы виды *Daixina robusta* Raus., *D. vozhgalensis* Raus., которые являются видами-индексами зоны, венчающей в современной биостратиграфической схеме верхний карбон. Следовательно, в действительности граница систем находится выше отмеченного перерыва и имеет согласный характер.

Указания на наличие в бортовых зонах Прикаспийской впадины предассельского, предпозднеартинского, предпозднекунгурского региональных перерывов имеются в работах многих авторов [5–9], однако выводы базируются зачастую на точечных определениях возраста пород в разрезах, которые переносятся на всю изучаемую толщу и нередко распространяются на весь регион.



В пределах Астраханского свода нижне-среднекаменноугольные карбонатные отложения перекрыты «битуминозной» толщей или ширяевской свитой, сложенной переслаивающимися аргиллитами, пелитоморфными, нередко окремнелыми доломитами и глинистыми известняками, силицитами с включениями битума, пирита и остатками аммонитов, остракод, мелких фораминифер, радиолярий, мегаспор и миоспор. Первоначально по миоспорам был определен артинский возраст этих отложений [10], позднее также по палинологическим данным [11, 12] было обосновано выделение всех ярусов и всех горизонтов нижней перми. О наличии признаков внутрипермских перерывов не сообщалось.

В схеме стратиграфии перми западной части южной прибортовой зоны Прикаспийской мегавпадины показано [13]: а) согласная граница карбона и перми; б) значительный перерыв между ассельским и сакмарским ярусами; в) перерыв в кровле астраханской серии сакмарско-кунгурского возраста; г) выпадение из разреза значительной части отложений филипповского горизонта; д) несогласие на границе кунгурского и уфимского ярусов.

В разрезе нижней перми смежной территории – южной части северо-западной прибортовой зоны – отмечаются [13] несогласия на границе карбона и перми, между вышележащей абганеровской серией ассельско-артинского возраста и карасальской серией саргинско-филипповского возраста, а также между свитами карасальской серии и в основании северокаспийской серии иренского горизонта. При сравнении данных по этим смежным территориям видно, что синхронные несогласия отмечаются только в подошве и кровле северокаспийской серии. Остальные перерывы ограничены своими территориями, следовательно, они асинхронны. Тем не менее был сделан вывод [13] о том, что в сторону центра бассейна ассельские отложения срезаны последующей денудацией близ внутренних склонов органогенных построек и под все более молодые образования нижней перми будут выходить все более древние отложения карбона, а в разрезах центральной зоны впадины верхнекунгурские (иренские) отложения залегают на различных горизонтах нижней половины палеозоя.

Во внутренней части западной прибортовой зоны Прикаспийской впадины на ряде площадей (Ахтубинской, Упрямовской, Лободинской, Молчановской) были вскрыты отложения мощностью до 1497 м, представленные в нижней части аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников с обломками эффузивов, в верхней – кремнисто-битуминозными породами с прослоями радиоляритов, спонголитов, туфоаргиллитов, а также конглобрекций, гравелитов и песчаников. В обломках известняков были обнаружены гетерохронные остатки фораминифер, в цементе (Упрямовская скв. 1, инт. 5934–5948 м)

– позднеартинские, по определению О. Б. Кетат, фораминиферы – *Hyperamminoides samarensis* Raus., *Protonodosaria rauserae* Gerke, *Glomospira elegans* Lip. Эта датировка распространялась затем на все вскрытые отложения. Однако недавно появились палинологические данные о присутствии в разрезе Ахтубинской скв. 1 не только верхнеартинских, но и верхнеассельских, сакмарских (?) и нижнеартинских отложений [14]. Тем самым была поставлена под сомнение давняя идея о региональном предпозднеартинском перерыве в Прикаспийской впадине.

Интересные соотношения в разрезах северной бортовой зоны (скв. 25 Ташлы, скв. 63 и 113 Кошинские, скв. 59 Кузнецовская) описаны В. А. Горошковой и др. [15]. Здесь на размытой поверхности отложений краснополюнской горизонта залегают пачка (19–23 м) известняков от темно-серых до черных, с прослоями серых, зеленовато-серых глинисто-битуминозных, с прослоем измененной лавобрекчий. Сторонники некомпенсированного прогибания синеклизы рассматривают пачку как глубоководный аналог средне-верхнекаменноугольных образований, распространенных севернее. По фораминиферам нижнюю часть пачки датировали как верейскую, верхнюю – как гжельскую. В скважинах 63 (инт. 3849–3852 м) и 59 (3730–3760 м) были встречены смешанные комплексы конодонтов и фораминифер, состоящие из касимовских и гжельских видов. Эти факты позволяют им считать, что переотложение фауны произошло в конце позднекарбона – в гжельский век, рассматриваемая пачка имеет гжельский возраст, а нижележащие отложения карбона, вплоть до низов башкирского яруса карбона, отсутствуют. К югу, во внутренней прибортовой зоне, амплитуда предпермского перерыва возрастает (из разреза выпадает башкирский ярус) и серпуховские отложения (Бурлинской скв. 23) перекрыты толщей (125,5 м) серых известняков нижней перми, в нижней части которой (инт. 4295,5–4251 м) обнаружен комплекс конодонтов ассельской зоны *barskovi*.

Аналогичное несогласие прослежено на Карачаганакской структуре, где нижнепермский рифовый массив сформировался на денудированной поверхности башкирских и серпуховских отложений. Почти повсеместно между этими разновозрастными карбонатными толщами присутствует пачка черных глинисто-битуминозных известняков и мергелей (0,5–4,0 м). Глинистая составляющая представляет собой преобразованный туфогенный материал. В скважинах 19 и 20 в основании пачки залегают тонкий прослой туфоалевролита. Непосредственно над ним в скв. 19 (инт. 4548–4559 м) в органогенных известняках встречены конодонты зоны *barskovi*. В скважинах 16 и 23, прошедших соответственно через склон и ядро рифового массива, в основании нижнепермских известняков, содержащих примесь туфогенного материала, установлена та же зона



barskovi. Вышележащие мшанково-тубифитовые биогермные (скв. 23) и органогенно-детритовые (скв. 19) известняки содержат остатки фузулинид средней и верхней зон асселя и конодонтов зоны barskovi. В скв. 16 вместе с ассельскими конодонтами встречены переотложенные средне- и верхнекаменноугольные формы. Сакмарские отложения имеют сокращенный объем за счет отсутствия на одних участках тастубского (в восточной части рифового массива – скважины 1, 10, 23, 100), на других (западная часть рифового массива) – стерлитамакского горизонтов. Сакмарский ярус в объеме обеих зон – *Pseudofusulina moelleri* – *Ps. verneuili* и *Pseudofusulina urdalensis* – установлен в разрезе скв. Г-2 Карачаганак (соответственно 4044,8–4078,6 и 4026,8–4044,8 м). Артинский ярус представлен фациями рифового массива (скважины 2, 6, 10, 23, 100, 104) и рифового склона (скважины 7, 9, 12, 13, 16). В разрезе скв. 6 установлены все три зоны яруса – *Pseudofusulina concavitas* – *Ps. pedissequa*, *Pseudofusulina juresanensis* – *Parafusulina lutugini*, *Parafusulina solidissima* (соответственно инт. 3966–4018, 3877–3966, 3805–3877 м). Предполагается, что несогласие связано с крупным каменноугольным поднятием, которое протягивалось к востоку от Карачаганака. В ранней перми произошла смена тектонического режима, обусловившая погружение синеклизы и формирование бортового уступа и органогенных построек вдоль него и во внутренней прибортовой зоне. При этом смена тектонического режима сопровождалась активной вулканической деятельностью.

Весьма интересен разрез Сухореченской скв. П-40, которая пробурена в условиях восточного склона Карачаганакского массива и вскрыла в инт. 5387–5510 м нижнекаменноугольные (серпуховские) карбонатные отложения, несогласно перекрытые кунгурской толщей [16].

На востоке впадины были выявлены различные соотношения между карбоном и пермью и внутри нижней перми. Согласно граница карбона и перми зафиксирована в единичных разрезах [17–19] – скв. 3 Восточный Тортколь (карбонатный разрез) и скв. Г-12 Жанажол (преимущественно терригенный разрез), где в пограничных слоях последовательно выделены фузулинидовые зоны *Daixina sokensis* (соответственно инт. 1839–1905 и 2839–2915 м), зона или подзона *Daixina bosbytaensis* (инт. 1812–1839 и 2827–2839 м), подзона *Schwagerina vulgaris* (инт. 1765–1812 м), зона *Schwagerina moelleri* – *Pseudofusulina fecunda* (инт. 1589–1765 и 2737–2744 м), зона *Schwagerina sphaerica* – *Globifusulina (Pseudofusulina) firma* (инт. 1537–1589 м). Согласно залегание сакмарского яруса палеонтологически подтверждено в разрезе скв. Г-9 Жанажол (в инт. 2815–2820 м выделена нижняя зона *Pseudofusulina moelleri* – *Ps. verneuili*). По фузулинидам установлена также нижняя зона артинского яруса (скв. 110 Кенкияк, инт. 4134,9–4195,2 м).

Во внутренней части восточной прибортовой зоны палеонтологически обосновано несогласное залегание нижней перми на разновозрастных слоях карбона – от нижнебашкирского подъяруса до гжельского яруса. При этом основание нижней перми также имеет различный возраст (среднеассельский, сакмарский или артинский). В качестве примера можно назвать ряд разрезов скважин с различными соотношениями карбона и перми: Локтыбай 14 (C_{1v3}/P_{1as}), Кенкияк 89 (C_{2b1}/P_{1as3}), Бозоба 4 (C_{2m}/P_{1as2}), Куантай 1 (C_{2m2}/P_{1as2}), Арансай П-2 (C_{2m1}/P_{3s}), Синельниковская 1 (C_{3g1}/P_{1as2}), Кожасай П-3 (C_{2m1}/P_{1}), Кожасай П-1 (C_{2m2}/P_{1}), Тортколь 2 (C_{2m2}/P_{1s}), Восточный Акжар 3 (C_{1s}/P_{1as}), Жантай 1 (C_{1s}/P_{1}), Терескен 1 (C_{1v}/J) и др.

Сходная ситуация наблюдается в юго-восточной части впадины. В разрезе скв. 1 Тортай зафиксировано несогласное залегание на нижнем карбоне (серпуховском ярусе) аргиллитово-известковистой толщи асселя, перекрываемой также с размывом верхнеартинскими грубообломочными терригенными отложениями. В склоновом разрезе, вскрытом скважиной скв. 2 Сазтобе, нижнекаменноугольные отложения перекрыты толщей грубообломочных известняков (208 м) с остатками ассельских и сакмарских фораминифер, которые рассматриваются как шлейф от грубообломочных толщ. Выше располагаются аргиллитовая пачка сакмарского яруса, сложенная темноцветными (до черных) известковистыми аргиллитами, туфогенными глинами, туфами, туффитами, кремнистыми породами мощностью от нескольких метров до 120 м (скв. 16 Маткен), мергельно-аргиллитовая пачка нижнеартинского? подъяруса (до 10 м), которая представлена темно-серыми до черных известковистыми аргиллитами, расслоенными мергелями, реже кремнистыми породами, туфами и туфогенными глинами с палинокомплексом нижнеартинского подъяруса, несогласно залегающая сероцветная грубообломочная толща верхнеартинского подъяруса (87 м в скв. 2 Биикжал, 287 м в скв. 10 Ушмола, 444 м в скв. 10 Шолькара), датированная миоспорами. В разрезах склонового типа мощность последней толщи увеличивается до 693 (скв. 3 Молодежная) – 733 м (скв. 4 Тортай).

В ряде работ [20 и др.] отмечается резко несогласное залегание на разновозрастных отложениях карбона и даже девона верхнеартинских отложений в составе пяти пачек на юго-востоке впадины. В некоторых из них были обнаружены остатки разновозрастной микрофауны, в пачках IV и V (скв. 1 Восточный Арман) – комплексы миоспор, датированные как артинские, но и вмещающие породы, и три нижележащие пачки были отнесены к верхнеартинскому подъярусу. В связи с этим заслуживают внимания данные о высоком содержании в спектре пачки IV пыльцы *Vittatina* (55%) при немногочисленности одномешковых форм – *Potonieisporites*, *Florinites*, *Cordaitina*.



На смежной территории восточной прибортовой зоны аналогичные спектры с супердоминантным содержанием виттатин были получены из разрезов ряда скважин, пробуренных на 9 площадях в отложениях, залегающих между палеонтологически датированными породами сокольевгорского горизонта асселя и сакмарского яруса [21]. Они были отнесены к верхнему асселю не только по положению в разрезе, но и с учетом имеющихся в печати данных о возрастании роли *Vittatina* и резком уменьшении значения *Potonieisporites* в верхней части ассельского яруса Среднего и Южного Урала [22], о максимальном развитии виттатин в славянской свите Донбасса, венчающей разрез ассельских отложений, и в отене Западной Европы [23].

Наличие данных о разноамплитудных несогласиях на границе карбона и перми в разрезах прибортовой зоны стало основанием для появления идеи об инверсионном характере тектонического развития Северного Прикаспия в позднем палеозое. По данным Е. В. Мовшовича [24], по периферии Северо-Каспийской впадины зафиксированы глубокие размывы, предшествующие накоплению образований ассельского и артинского ярусов. Широкое распространение размывов, обусловивших выпадение из разреза пород среднего, верхнего карбона и местами низов перми, позволило ему предположить, что поднятия охватывали не только внутреннюю часть бортовых зон, но и центральную часть Северо-Каспийской плиты, сейчас глубоко прогнутую. К началу кунгурского века большая часть периферии Северо-Каспийской плиты была приподнята и размывалась. Позднее, в кунгурский век, в результате новой тектонической инверсии началось интенсивное прогибание и образование Северо-Каспийской впадины, которое продолжалось до четвертичного времени.

Модель формирования регионального несогласия на рубеже карбона и перми северо-западной части впадины, предложенная Ю. И. Никитиным [25], предполагает следующее развитие событий: а) снижение уровня моря в предпермское время, обусловленное материковым оледенением на юге Гондваны, б) интенсивная волновая и субаэральная эрозия осушенных областей каменноугольного шельфа и внутривпадинных поднятий, сложенных карбонатными породами, в) раннепермская трансгрессия, при которой внутривпадинные поднятия оказались перекрытыми мелководными осадками, а на отдельных конседиментационно развивающихся структурах началось рифообразование (Карачаганак), г) при отдельных кратковременных регрессивных явлениях эрозия пермского шельфа и перемещение обломочного материала с остатками мелководной фауны в обстановку мелководья. В то же время нет объяснения отсутствию несогласия между системами во внешней прибортовой зоне, которая должна была находиться в обстановке субаэральной

эрозии, причине выпадения нижних подразделений (слоев, зон, горизонтов) нижней перми из разрезов, формировавшихся во внутренних областях впадины, откуда море не уходило, а также наличия мелководных отложений, заключающих аллохтонный материал с остатками мелководной фауны, там, где должны были формироваться мелководные образования нижней перми.

С глобальным изменением уровня океана связывали появление несогласий О. Н. Марченко с соавторами [26]. По его представлениям, в пределах Прикаспия существовал океанический бассейн, снижение уровня которого фиксируется появлением несогласия между башкирским и московским ярусами среднего карбона. Последующее повышение его уровня в среднем-позднем карбоне и ранней перми привело к смене мелководной обстановки на более мелководную. В первом случае происходило перемещение осадков по склону во впадину, во втором на шельфе терригенное осадконакопление сменилось карбонатным, на внешнем склоне шельфа формировались мелководные (гемипелагические) осадки (мергели, кремнистые глины, кремнистые известняки, туффиты). В условиях высокого стояния уровня океана на границе шельфа и склона постоянно ощущался дефицит осадочного материала, представленного в основном взвесью. При этом обычными являлись неотложение, унос осадков течениями, формирование в некоторых случаях конденсированных слоев, представленных наиболее крупными частицами и/или остатками фауны, имеющими различный возраст. В середине ранней перми отмечается новое понижение уровня моря, приведшее к обмелению или осушению отдельных участков шельфа, возникновению перерывов и очередному сбросу значительной массы накопившихся осадков на второй глобальный уровень седиментации, что подтверждается фактическими данными по разрезам скважин.

Поскольку во многих работах речь идет о перерывах регионального значения, имеет смысл обратить внимание на данные по смежным территориям, представленные в обобщенном виде в корреляционной части унифицированной схемы стратиграфии нижней перми Русской плиты [10]. Согласно этому документу на всей обширной территории, примыкающей к Прикаспийской впадине с севера и запада, разрезы нижней перми повсеместно представлены в полном объеме и практически без внутренних перерывов. Таким образом, перерывы, равно как и вызвавшие их причины, не выходят за пределы впадины, более того, они локализованы в основном в ее внутренней прибортовой зоне.

Проведенный обзор не оставляет сомнений в наличии разрезов как с согласной (во внешней прибортовой и бортовой зонах), так и несогласной (в основном во внутренней прибортовой зоне) границей между карбоном и пермью. В ряде случаев выводы о наличии перерывов носят



скорее предположительный характер, поскольку не имеют необходимого палеонтологического обоснования. Своеобразная локализация несогласий во внутренней прибортовой зоне по всему периметру впадины плохо согласуется с попытками традиционно связать их появление с тектоническими движениями отдельных блоков. Предполагая инверсию Прикаспийской впадины, т. е. превращение седиментационного бассейна в область сноса, никто из сторонников этой идеи не указал возможные направления переноса огромных масс продуктов разрушения мощных толщ и местоположения депоцентра, способного их принять. Поскольку во внешней прибортовой зоне осадконакопление существенно не прерывалось, то обломочный материал с этой размываемой гипотетической суши должен был поступать на смежные территории, препятствуя карбонатонакоплению в целом и рифообразованию в частности. Каких-либо подтверждений этого процесса не наблюдается.

В настоящее время имеются многочисленные модели строения бортовых зон, полученные на основе данных бурения и сейсмостратиграфии, которые наглядно демонстрируют последовательное выклинивание в сторону бассейна верхнепалеозойских, в частности, нижнепермских толщ [27, 28 и др.]. При этом фациальное замещение более мощных мелководными образованиями маломощными глубоководными отложениями подтверждается данными бурения. Весьма наглядны в этом отношении данные по профилю скважин, пересекающих бортовую зону в районе рифового массива Карачаганак. Пробуренные в бортовой зоне скважины 59 Кузнецовская и 113 Кошинская вскрыли карбонатные отложения докунгурской нижней перми мощностью 856 м и 709 м соответственно, залегающие на верхнем карбоне (гжельском ярусе). По направлению к одиночной рифовой постройке (Карачаганак) мощность синхронных отложений на очень коротком расстоянии последовательно уменьшается – до 125,5 м (Бурлинская скв. 23), затем в пределах Карачаганак – до 17 м (скв. 19), постепенно возрастая до 218 м (скв. 16) и 529 м (скв. 23). Несколько восточнее рифа на площади Сухоречка (скв. 40) вскрыт разрез, в котором синхронные отложения отсутствуют полностью и нижний карбон перекрывают породы кунгура. Разница в мощностях только нижнепермских отложений свидетельствует о значительной глубине бассейна за пределами бортовой зоны, превышающей, вероятно, 1 км, а также о значительной крутизне бассейнового склона, достигающей 30° [2]. Объяснить образование подобных стратиграфических соотношений в близко расположенных разрезах тектоническими движениями невозможно, но можно увидеть здесь признаки долгоживущего подводного каньона.

Данные по внешнему обрамлению впадины свидетельствуют о падении уровня моря и вызванных им регрессивных тенденциях в

позднебашкирское и раннемосковское время, проявляющихся в смене карбонатных отложений терригенными образованиями мелководья. С этим событием связано смещение фациальных зон в сторону бассейна, перемещение избыточного материала из области шельфа на континентальный склон и формирование несогласия внутри карбона, особенно крупного (по амплитуде) в пределах каньонов.

Принципиально важное значение имеет факт обнаружения маломощной (до 23 м) пачки глубоководных отложений в разрезах северного сегмента прибортовой зоны (площади Ташлы, Кошинская, Кузнецовская, Карачаганак и др.), залегающей между толщами мелководных карбонатов башкирского и ассельского возраста и содержащей остатки фауны среднего-верхнего карбона и нижней перми. Тем самым подтверждается приуроченность несогласия к среднему карбону, когда проявились регрессивные тенденции в развитии бассейна седиментации. В то же время ее появление однозначно свидетельствует о последующем повышении уровня вод бассейна, смещении более глубоководной обстановки в сторону карбонатного шельфа и трансгрессивном налегании пачки на подстилающие мелководные толщи карбона. Вполне логично рассматривать эту пачку в качестве глубоководного аналога какой-то недостающей части разреза карбона и, возможно, низов асселя, а присутствие смешанной фауны в ее основании может быть связано с формированием конденсированного слоя на внешнем крае шельфа и в верхней части склона в обстановке дефицита осадочного материала и подвижности придонных вод.

Аналогичные, но еще меньшей мощности глубоководные отложения зафиксированы южнее в основании всех типов разрезов Карачаганак – рифовом, склоновом, бассейновом. В данном случае процесс осадконакопления и формирования несогласий в области перехода от внешнего края шельфа к подножию бассейнового (океанического) склона развивался, по-видимому, в соответствии с моделями седиментации в современных морях и океанах [29]. С дефицитом осадочного материала связано также формирование несогласия в разрезах восточной (Кенкиак, Бозоба, Арансай и др.) и южной (Тенгиз, Астраханское поднятие и др.) внутренних прибортовых зон впадины, где разновозрастные отложения карбона несогласно перекрываются различными по возрасту глубоководными образованиями нижней перми. Выпадение из пермского разреза нижних слоев могло происходить при неотложении вследствие дефицита осадка и действия придонных течений.

В заключение представляется важным подчеркнуть, что региональное значение имеет только одно несогласие, формирование которого началось в верейское время в субаквальной, местами в субаэральной обстановке. Следы этого события зафиксированы практически по всему



периметру внутренней прибортовой и отчасти бортовой зон впадины. Последующее затопление шельфа в среднем-позднем карбоне привело к созданию обстановки относительного глубоководья с неустойчивой седиментацией, дефицитом (дистрофией) осадочного материала (взвести), перемещением его течениями и турбидитными потоками к основанию склона и подводной денудацией, увеличивающей амплитуду уже существующего несогласия. В то же время наличие стратиграфически полных разрезов среднего-верхнего карбона и нижней перми на смежных территориях не позволяет говорить о масштабных флуктуациях уровня моря в это время, приводящих к образованию региональных несогласий. Лишь наличие глинистых или туфоогенно-глинистых прослоев среди карбонатных пород свидетельствует об определенной цикличности процесса седиментации, но без заметных hiatusов. Что касается неполноты летописи в разрезе докунгурской нижней перми, предполагаемой или подтвержденной палеонтологическими данными, то ее проявления имеют, по-видимому, локальный характер.

Библиографический список

1. Грачевский М. М. О возможных рифах пермского возраста в прибортовой части Северного Прикаспия // Новости нефтяной и газовой техники. Сер. геол. 1961. № 11. С. 16–18.
2. Грачевский М. М., Сипко Т. А. Фации нижнепермского нефтегазоносного барьерного рифа в Саратовском Заволжье // Докл. АН СССР. 1973. Т. 210, № 3. С. 419–421.
3. Урусов А. В. Пермские отложения Волгоградского Поволжья в связи с перспективами их промышленной нефтегазоносности : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 1978. 22 с.
4. Кетат О. Б. Фузулиды нижнепермских отложений Волгоградского Поволжья и их значение для стратиграфии и палеогеографии : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 1978. 20 с.
5. Шафиро Я. Ш., Золотухина Г. П., Кетат О. Б. Палеотектоника подсолевых отложений периферии Прикаспийской впадины // Бюл. МОИП, отд-ние геол. 1978. Т. 53 (6). С. 51–66.
6. Алешин В. М., Ермаков В. А. О природе бортового уступа Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. 1975. № 6. С. 16–18.
7. Абрамов В. А. Прогноз нефтегазоносности нижнепермских отложений на северо-западном борту Прикаспийской синеклизы // Геология нефти и газа. 1977. № 3. С. 53–56.
8. Михалькова В. Н., Бражников О. Г., Берестецкая А. М. Выбор направлений поиска месторождений нефти и газа в западной части Прикаспийской впадины // Там же. 1990. № 5. С. 10–13.
9. Шилин А. В. Дискуссионные вопросы развития Прикаспийской впадины в верхнем палеозое в связи с нефтегазоносностью // Верхний палеозой России : стратиграфия и палеогеография (материалы Всерос. конф., Казань, 25–27 сентября 2007 г.). Казань, 2007. С. 372–373.
10. Белова Г. И. О возрасте «битуминозной толщи» Астраханского свода // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. Элиста, 1975. Вып. 3. С. 53–56.
11. Решение межведомственного регионального совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными стратиграфическими схемами. Пермская система. Л., 1990. 49 с.
12. Подгайная Н. Н. Палинокомплексы верхнекарбонных, пермских и нижнетриасовых нефтегазоносных отложений Астраханско-Калмыцкого Прикаспия и их значение для поисково-разведочных работ : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 1988. 20 с.
13. Лапкин И. Ю., Мовшович Е. В. История изучения отложений пермской системы юга Восточно-Европейской платформы. Статья 3. Современные исследования // Бюл. МОИП, отд-ние геол. 1994. Т. 69, вып. 5. С. 77–95.
14. Здобнова Е. Н. Миоспоры и водоросли *Tasmanites* нижнепермских подсолевых отложений Волгоградского Заволжья и их значение для стратиграфии и нефтегазовой геологии : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 2009. 16 с.
15. Горошкова В. А., Овнатанова Н. С., Замлацкая Т. К. О крупном стратиграфическом несогласии во внутренней прибортовой зоне Прикаспийской синеклизы // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 3. С. 676–679.
16. Ахметшина Л. З., Гибишман Н. Б. Корреляция подсолевых отложений северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. Актубинск, 1989. 44 с. Деп. в КазНИИНТИ 26.04.89, № 2671–Ка–89.
17. Изотова М. Н., Николаев А. И., Филькин Ю. В. Зональная стратиграфия карбонатного палеозоя Прикаспийской впадины по фораминиферам // Микрофауна СССР. Вопросы систематики и биостратиграфии. Л., 1990. С. 29–53.
18. Кухтинова Л. В., Кухтинов П. Д. О границе карбона и перми на востоке Прикаспийской впадины // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия : тез. докл. IX Всерос. палинолог. конф., Москва, 13–17 сентября 1999 г. М., 1999. С. 154–156.
19. Мильничук В. С., Тарханов М. И., Гибишман Н. Б. и др. Геология и нефтегазоносность юго-востока Прикаспийской синеклизы (Западный Казахстан). Алма-Ата, 1988. 184 с.
20. Здобнова Е. Н. Распределение органических остатков и литологический состав верхнеартиновых терригенно-карбонатных отложений юго-востока Прикаспийской впадины (на примере скв.1 Восточный Арман) // Стратиграфия и литология подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Саратов, 1991. С. 88–92.
21. Кухтинова Л. В., Кухтинов П. Д. Нижнепермские палинокомплексы терригенных отложений востока Прикаспийской впадины // Советская геология. 1990. № 8. С. 51–56.
22. Дюпина Г. В. Соотношение фаунистических зон и палинокомплексов в нижнепермских отложениях Среднего и Южного Урала // Стратиграфия и корреляция осадков методами палинологии. Свердловск, 1985. С. 62–69.
23. Иносова К. И., Крузина А. Х., Шварцман Е. Г. Атлас микроспор и пыльцы верхнего карбона и нижней перми Донецкого бассейна. М., 1976. 176 с.



24. Мовшиович Е. В. Об инверсионном характере тектонического развития Северного Прикаспия в позднем палеозое // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231, № 1. С. 162–164.
25. Никитин Ю. И. Прогнозная модель формирования регионального несогласия на рубеже карбона и перми северо-западной части Прикаспийской впадины // Стратиграфия и литология подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Саратов, 1991. С. 15–25.
26. Марченко О. Н., Щеглов В. Б., Югай Т. А. Стратиграфические перерывы и лавинное осадконакопление в подсолевых разрезах северной бортовой зоны Прикаспийской впадины // Стратиграфия и литология подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины. Саратов, 1991. С. 25–31.

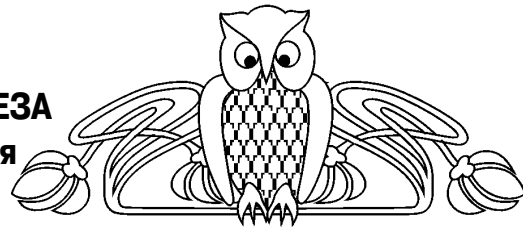
27. Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е., Янишин А. Л. Основные аспекты строения докунгурского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамлений с позиции сейсмостратиграфического анализа // Докл. АН СССР. 1983. Т. 273, № 6. С. 1440–1445.

28. Янишин А. Л., Шлезингер А. Е. Геологическая модель формирования Прикаспийской впадины (проблемы и суждения) // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М., 1987. С. 5–11.

29. Лисицын А. П. Лавинная седиментация, изменения уровня океана, перерывы и пелагическое осадконакопление – глобальные закономерности // Палеоокеанология. М., 1984. С. 3–21.

УДК 553. 632 (470.45)

О РОЛИ ПРОЦЕССОВ ВЫСАЛИВАНИЯ НА ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНЫХ СТАДИЯХ ГАЛОГЕНЕЗА (на примере Гремячинского месторождения калийных солей)



Г. А. Московский, О. П. Гончаренко

Саратовский государственный университет
E-mail: MoskovskyGA@info.sgu.ru

Результаты изучения «продуктивных» интервалов Гремячинского месторождения калийных солей показали, что садка калийных и калийно-магниевых солей сопровождалась масштабным высаливанием хлористого натрия за счет взаимодействия концентрированных растворов солеродного бассейна с низкоконцентрированными. Поступающая рапа пониженной концентрации отличалась большим содержанием хлористого натрия. Это приводило к масштабному высаливанию галита в виде линз, корок и скоплений произвольной формы. Исходя из данных о составе рапы включений в галите разных стадий сгущения предполагается, что этот процесс обуславливал рост концентрации в рапе ионов калия и впоследствии высаливание хлористого калия в рапе карналлитовой стадии с образованием пород карналлит-сильвинитового парагенезиса.

Ключевые слова: бассейн, рапа, месторождение калийных солей, высаливание галита и сильвина.

On the Role of the Salting-out Processes at the Final Stages of Halogenesis (the Case of the Gremyachinskoye Potassium-Salt Field)

G. A. Moskovskij, O. P. Goncharenko

Investigation of the «productive» intervals in the Gremyachinskoye potassium-salt field shows the potassium and potassium-magnesium salt settling to have been accompanied with large-scale salting out of sodium chloride due to interaction of highly concentrated solutions from that part of the salt-generating basin with the low concentrated ones. The constantly arriving low concentrated brine was peculiar for high contents of sodium chloride. That has resulted in large-scale salting-out of halite as lenses, crusts and randomly shaped clusters. On the basis of the data on the brine

compositions in the inclusions in halite at various condensation stages it is surmised that the process was responsible for increased concentrations of potassium ions in the brine and subsequently for potassium salting out in the carnallite-stage brine, with generation of rocks of carnallite-sylvite paragenesis.

Key words: basin, brine, potassium salt field, salting out of galite and sylvite.

Гремячинское месторождение калийных солей расположено в пределах Сафроновского участка Приволжской моноклинали и представляет тупиковый участок Прикаспийского солеродного бассейна. Месторождение выявлено и изучено на стадии детальных поисков Волгоградской экспедицией ПГО «Нижневолжскгеология» в 1979–1983 годах. С 2006 года оно изучается на стадии разведки ООО «ЕвроХим-ВолгаКалий».

Галогенная толща в районе месторождения представлена породами погожской, антиповской, пигаревской, долинной и ерусланской ритмопачек. Сильвинитовый «продуктивный» горизонт месторождения связан с погожской ритмопачкой. В скважинах, пробуренных в 2010 году на восточном фланге месторождения (участки Равнинный и Даргановский), была вскрыта самая нижняя луговская ритмопачка с 30–40-метровым горизонтом карналлитов и карналлит-галитовых пород. На этих же участках а также в некоторых скважинах основной части месторождения карналлитовые, карналлит-галитовые, карналлит-сильвинитовые и карналлит-бишофитовые породы установлены в долинной ритмопачке. Сильвинитовый горизонт основной части месторождения в восточном направлении выклинивается.