

тных и газовых месторождений : науч. тр. ИТЦ «Астраханьгазпром». – Астрахань, 2001. – С. 22–25.

7. *Серебряков А. О.* Эколого-геологическое и технологическое обоснование захоронения сероводородсодержащих стоков в глубинные горизонты межкупольных мульд на газоконденсатных месторождениях Прикаспийской впадины / А. О. Серебряков. – Волгоград, 2000. – С. 52–54.

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОГО ГЕОБЛОКА НА ФОРМИРОВАНИЕ АСТРАХАНСКОГО КАРБОНАТНОГО МАССИВА

Халед Гамаль Эльмаадави, аспирант

*Астраханский государственный университет,
тел.: (8512)44-00-95, e-mail: kelmaadawy@yahoo.com*

Рецензент: Серебряков А.О.

Астраханский свод располагается на юго-западном краю Восточно-Прикаспийского геоблока. Непосредственно рядом с ним находились более тектонически активные отрицательные структуры, такие как Центрально-Прикаспийская депрессия на севере и Донбасс-Туаркырская система на юге. Такое положение региона обеспечивало непрерывное преимущественно карбонатное осадконакопление на относительно приподнятом блоке, защищенном от поступления больших масс обломочного материала.

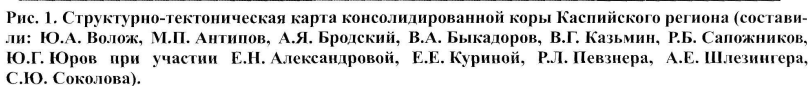
The Astrakhan vault lies in the southwestern edge of the Eastern Precaspian geoblock. It is located near tectonically active negative structures, namely the Central Precaspian depression in the north and the Donbass-Tuarkyr system in the south. This tectonic position of the region provided non-continuous predominantly carbonate deposition in relatively decreased block protected from large mass of detritus.

Ключевые слова: Астраханский свод, Восточно-Прикаспийский геоблок, тектонически активные отрицательные структуры.

Key words: the Astrakhan vault, the Eastern Precaspian geoblock, tectonically active negative structures.

Астраханский свод расположен в южной части Рифейско-кайнозойской Прикаспийской впадины Восточно-Европейской платформы, с позднепротерозойским (кадомским) возрастом фундамента южной краевой зоны древней Восточно-Европейской платформы, возраст фундамента которой дорифейский. Непосредственно рядом с ним находились более тектонически активные отрицательные структуры, такие как Центрально-Прикаспийская рифейско-палеозойско-мезокайнозойская депрессия на севере и Донбасс-Туаркырская девонско-раннепермская рифтовая система на юге (рис.).

Фундамент Прикаспийской впадины состоит из нескольких крупных геоблоков, разделенных разломами и различающихся строением, возрастом и особенностями развития доплитного и плитного комплексов. На севере располагаются восточная часть Сарматского геоблока [11] – Воронежский блок (Воронежская антеклиза) и Волго-Уральский геоблок, разделенные узким Торопец-Сердобским блоком, погребенным под рифейским Пачелмским авлакогеном и выделенным по геофизическим данным [3]. Эти блоки фундамента имеют гранитизированную кору архей-раннепротерозойского возраста.



1—4 — сегменты и блоки фундамента Восточно-Европейского палеозойского континента: 1 — блоки фундамента дорифейской консолидации, 2 — блоки допалеозойской (кадомской) консолидации, 3 — блоки допалеозойской (кадомской) консолидации, переработанные в раннем палеозое (кембрий — силур), фундамент западной части Туранской плиты, 4 — блоки допалеозойской (кадомской) консолидации, переработанные в позднем палеозое (поздний девон — ранний карбон), фундамент Скифской плиты. 5 — фундамент пассивных окраин континентов с утоненной корой рифейского возраста, 6, 7 — фундамент внутриконтинентальных рифтов: 6 — рифейского и 7 — раннепалеозойского возраста; 8 — фундамент, 9—11 — фундамент палеозойской консолидации Урало-Тянь-Шаньского коллизийного пояса: 9 — западные уралы, 10 — тыншаньцзы, 11 — восточные уралы; 12—16 — блоки фундамента активной окраины палеозойского континента (северная окраина океана Палеотетис) и альпийского коллизийного пояса: 12 — нерасчлененная кора позднепалеозойской консолидации, 13 — допалеозойского возраста, переработанные в позднем палеозое, 14 — раннемерзидийской консолидации, 15 — раннемерзидийской консолидации, переработанные в альпийское время, 16 — нерасчлененные позднеальпийской консолидации; 17—19 — области с утоненной консолидированной корой: 17 — Центрально-Прикаспийского блока, 18 — Донбасс-Туаркский складчатый массив, 19 — Южно-Каспийского и Восточно-Черноморского блоков, 20—24 — шовные структуры: 20 — оролитовые сuture (индексом указан возраст), 21 — граница тыловых коровых деформаций коллизийного складчатого пояса кадомия, 22 — граница тыловых коровых деформаций субдукционного складчатого пояса каледонид, 23 — трансформные разломы, 24 — фронт коровых складок (индексом указан возраст); 25 — постколлизийные трансекционные свдвиги (цифры в кружках): 1 — Кавказско-Конгетский; 2 — Донбасс-Зеравшанский; 3 — Урало-Гериуридский; 4 — Аксу-Кендерлиевский; 5 — Южно-Эмбский (индексом указан возраст движения по ним); 26 — прочие региональные тектонические нарушения; 27, 28 — выходы пород фундамента на поверхность: 27 — дорифейского и 28 — палеозойского возраста.

С юга к Центрально-Прикаспийскому геоблоку примыкает Восточно-Прикаспийский, имеющий существенно более молодой возраст фундамента, который сложен покровно-складчатыми структурами позднепротерозойского (предположительно кадомского) возраста. Восточно-Прикаспийский геоблок частично надвинут на утоненную кору архей раннепротерозойского возраста Центрально-Прикаспийского геоблока. Предполагается, что Восточно-Прикаспийский геоблок причленился к Восточно-Европейской платформе только в конце протерозоя в результате кадомской (панафриканской) орогении с возрастом гранитизации 600–550 млн лет [10].

Центрально-Прикаспийский и Восточно-Прикаспийский геоблоки срезаются системой разломов субширотного простирания (Каракульско-Смушковско-Северо-Устьюртская зона надвигов), которые контролируют северную границу распространения складчатых структур Донбасса, кряжа Карпинского и Мангышлака (Донбасс-Туаркырская система рифтов). Эти линейные зоны дислокаций возникли в результате позднепалеозойско-раннемезозойской инверсии девонской Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. Последняя генетически связана с заложением в конце раннего девона вблизи юго-восточной окраины Восточно-Европейского палеозойского континента крупного сдвига.

На востоке к Донбасс-Туаркырской системе примыкает Северо-Устьюртский геоблок, имеющий фундамент, как и Восточно-Прикаспийский геоблок, позднепротерозойского (кадомского) возраста, но переработанный тектоно-магматическими процессами в раннем палеозое (поздний ордовиксилур). С Тугаракчанским рифтом Северо-Устьюртский геоблок сочленяется по крупному надвигу, а с Донбасс-Туаркырским – по системе сбросов. На юго-западе располагается Азово-Каспийский кадомский (доверхневендский) геоблок.

Строение осадочного чехла (доплитного и плитного комплексов) всех этих геоблоков находится в тесной зависимости от рельефа поверхности фундамента, который сложился в своих основных чертах к концу протерозоя, когда к южному краю Восточно-Европейской платформы причленились Восточно-Прикаспийский, Северо-Устьюртский и Азово-Каспийский геоблоки.

Плитный комплекс этих геоблоков начал формироваться лишь в ордовике. Он в значительной мере унаследовал рифейское моноклинально-блоковое строение с общим погружением в юго-восточных и южных румбах. Это обусловлено тем, что в палеозое и мезокайнозое осадочный чехол этих геоблоков образовывал конседиментационные склоны Центрально-Прикаспийской депрессии, развившейся на месте рифейской пассивной окраины. Характер развития конседиментационных склонов плитного комплекса можно проследить на примере Приволжской моноклинали, сформированной в палеозое на востоке-юго-востоке Воронежского геоблока.

В нижне-среднедевонских и нижнепалеозойских отложениях не наблюдается существенного увеличения мощностей отложений по сравнению со склоном Воронежского массива, а также в волновой картине сейсмических профилей не обнаружен клиноформный характер наложения. Таким образом, можно утверждать, что интенсивное прогибание в расположенном восточнее Сарпинском прогибе (краевой части Центрально-Прикаспийской депрессии) началось только в начале позднего девона. Видимо, именно в это время происходит четкая дифференциация и обособление бассейна Центрально-Прикаспийской депрессии. Наиболее интенсивное погружение восточной

части Приволжской моноклинали происходило, по мнению многих исследователей [5], в конце карбона – начале перми, в ходе заложения расположенных южнее передовых прогибов кряжа Карпинского (Каракульско-Смушковой зоны). С востока Приволжская моноклинали как юго-восточное окончание Воронежского блока ограничивается высокоамплитудным разломом фундамента, который в вышележащих отложениях девона и карбона выражен флексурой. Этот разлом был заложен в момент обособления континента Балтия в конце раннего протерозоя. Подобный разлом ограничивает с юга Волго-Уральский геоблок. В структуре осадочного чехла в зоне сочленения с Центрально-Прикаспийским геоблоком прослеживается система мегавалов и флексур, часто осложненных сбросами. Граница между бортовой зоной и Центрально-Прикаспийским блоком обычно проводится по верхней кромке верхнепермского тектоно-седиментационного уступа.

Осадочный чехол Восточно-Прикаспийского геоблока начал формироваться не в рифее (рифей входит в состав фундамента), а только начиная с ордовика.

В центральной части Восточно-Прикаспийского геоблока по положению поверхности фундамента выделяется субширотная Астраханско-Актюбинская система поднятий кадомского фундамента, имеющая блоковое строение. На крайнем западе Астраханско-Актюбинской системы поднятий расположен Юстинско-Астраханский блок, в пределах которого в девоне начал формироваться Астраханский (Жамбайский) карбонатный массив, имеющий структуру свода.

Аналогичные карбонатные массивы одновременно формировались в виде прерывистой цепочки на всем протяжении сводовой части Актюбинско-Астраханской системы поднятий. Восточнее расположены Северо-Каспийский (Кашаган-Каратои-Тенгизский), Гурьевский и Биикжальский карбонатные массивы. Со всеми этими поднятиями связаны залежи УВ. Астраханско-Актюбинская система поднятий характеризуется пониженной мощностью осадочного чехла, не превышающей 8 км. Кроме того, в сводовой части этой системы поднятий формирование осадочного чехла начинается только в раннем девоне. В то время как на ее северном склоне, обычно называемом в литературе Междуреченской ступенью, в основании чехла развиты отложения ордовика-силура, а общая мощность осадочного чехла постепенно увеличивается до 12 км, смыкаясь с палеозойским осадочным чехлом Центрально-Прикаспийской депрессии.

Строение южного склона Астраханско-Актюбинской системы поднятий и одновременно южной части Восточно-Прикаспийского геоблока определяет грабен нижнепалеозойского возраста, выделенный впервые Ю.А. Воложем как Тугаракчанский рифт [4], возникший одновременно с деструктивными процессами на восточной окраине Восточно-Европейской платформы во время заложения Уральского палеоокеана. Вулканоогенно-осадочные отложения, выполняющие грабен, обособлены по геофизическим данным [5, 9] и, скорее всего, одновозрастны кидрясовскому комплексу позднекембрийско-тремадокского возраста восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Сакмарской зоны Урала [2, 6–8]. В среднем палеозое над Тугаракчанским рифтом сформировался Тугаракчанский (Южно-Эмбипский) прогиб.

Астраханский свод, или карбонатная платформа, расположена в западной части Астраханско-Актюбинской системы поднятий в пределах его Юстинско-Астраханского блока и представляет собой карбонатный массив де-

вонско-каменноугольного возраста, который являлся первоначально частью более крупной Астраханско-Жамбайской карбонатной платформы. Однако в современной структуре от этой платформы в ненарушенном виде сохранилась только ее северо-восточная (Астраханская) часть. Жамбайская часть платформы и небольшой юго-западный фрагмент Астраханского массива в ходе позднепалеозойско-раннемезозойской орогении были отрезаны Северо-Каракульским правосторонним сдвигом и перемещены в западном направлении. Отдельные пластины этих карбонатов в виде изолированных блоков можно наблюдать в пределах Каракульско-Смушковой зоны кряжа Карпинского к югу и юго-западу от Астраханского свода.

Астраханский свод как структурно обособленное поднятие наиболее четко выделяется по кровле отложений башкирского яруса среднего карбона (отражающему горизонту III(II₂)). Вниз и вверх по разрезу поднятие затухает. В кровле фундамента ему отвечает крупный структурный нос, а на уровне кровли подсоленного комплекса (отражающий горизонт П₁) – пологая терраса.

Астраханское поднятие располагается на юго-западном краю Восточно-Прикаспийского геоблока. Такое положение региона обеспечивало непрерывное преимущественно карбонатное осадконакопление на относительно приподнятом блоке, защищенном от поступления больших масс обломочного материала.

В среднем палеозое главные источники сноса обломочного материала располагались на юге, западе и северо-западе. Материал из южных источников сноса почти целиком перехватывался активно прогибавшимися бассейнами Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. Поэтому большую часть среднего палеозоя в пределах северной зоны ступеней Донбасс-Туаркырской рифтовой системы и в пределах Астраханско-Актюбинской зоны поднятий, включая Астраханское поднятие, отлагались толщи преимущественно карбонатного состава, лишь в отдельные периоды регрессий содержащие прослои тонкообломочных терригенных отложений дальнего привноса. Седиментационная ситуация начинает меняться лишь к концу среднекаменноугольной эпохи, когда обильный терригенный материал, поставляемый южными источниками сноса, достигает не только Центрально-Прикаспийской депрессии, но и юго-восточной части Приволжской моноклинали. С этого момента в районе Центрально-Прикаспийской депрессии устанавливается режим преимущественно терригенного компенсированного осадконакопления. Осадки отлагаются в условиях мелководного шельфа. На Астраханском своде верхнекаменноугольные отложения сохранились фрагментарно из-за более позднего размыва. Однако и здесь преобладают терригенно-обломочные и карбонатно-обломочные отложения.

Наиболее активные тектонические движения в рассматриваемом регионе проявились неоднократно: в венде – начале палеозоя во время причленения Восточно-Прикаспийского геоблока, в начале девона в связи с проявлениями процессов рифтогенеза, в живете – начале франа в связи с тельбесской фазой тектонических движений в Уральском палеооксана, в конце ранней перми – из-за закрытия Уральского палеооксана и на границе триаса и юры – в связи с инверсией Донбасс-Туаркырской рифтовой системы, когда под воздействием коллизионных процессов на северной периферии Палеогетиса в течение позднего палеозоя – раннего мезозоя на ее месте возникла складчатая зона Донбасса, Мангышлака и Туаркыра [1].

Библиографический список

1. *Астраханский карбонатный массив*: строение и нефтегазоносность / под ред. Ю. А. Воложа, В. С. Парасыны. – М. : Научный мир, 2008. – 216 с.
2. *Бочкарев В. В.* Субшелочной магматизм Урала / В. В. Бочкарев, Р. Г. Язева. – Екатеринбург, 2000. – 255 с.
3. *Буш В. А.* Геодинамическая модель формирования позднеархейских – раннепротерозойских структур Воронежского массива / В. А. Буш, Ю. Н. Ермаков, Л. Н. Уйманова // Геотектоника. – 2000. – № 4. – С. 14–24.
4. *Волож Ю. А.* Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсостратиграфического анализа) : автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук / Ю. А. Волож. – М. : ГИН АН СССР, 1991. – 47 с.
5. *Волож Ю. А.* Эклогитовая модель формирования Прикаспийской впадины / Ю. А. Волож, М. П. Антшов, И. А. Гарагаш, Л. И. Лобковский // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. – М. : Научный мир, 2004. – С. 471–486.
6. *Руженцев С. В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение) / С. В. Руженцев // Труды ГИН АН СССР. – М. : Наука, 1976. – Вып. 283. – 170 с.
7. *Руженцев С. В.* Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале / С. В. Руженцев, А. А. Савельев // Доклады РАН. – 1997. – Т. 352, № 4. – С. 507–510.
8. *Самыгин С. Т.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) / С. Т. Самыгин // Тектоническая расслоенность литосферы : тр. ГИН АН СССР. – М. : Наука, 1980. – Вып. 343. – С. 29–63.
9. *Сегалович В. И.* Гравитационная и магнитная томография сплошных геологических сред / В. И. Сегалович, О. А. Васильев, А. С. Шумилов // Разведка и охрана недр. – 2003. – № 5. – С. 21–27.
10. *Cawood P. A.* Terra Frustralis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Japetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic / P. A. Cawood // Earth-Science Reviews. – 2004. – Vol. 69, № 3/4. – Pp. 249–279.
11. *Shchipansky A. A.* The Sarmatian crustal segment: Precambrian correlation between the Voronezh Massif and the Ukrainian Shield across the Dniepr – Donets Aulacogen / A. A. Shchipansky, S. V. Bogdanova // Tectonophysics. – 1996. – Vol. 268. – Pp. 109–125.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ЧУКОТСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА И АЛЯСКИ

Р.Ф. Кулемин, аспирант;

В.А. Андрианов, профессор кафедры географии

Астраханский государственный университет,

тел.: 8(8512) 44-00-95, e-mail: geologi2007@yandex.ru

Рецензент: Серебряков А.О.

Северная Чукотка, Северная Аляска и прилегающий континентальный шельф представляют часть большого бассейна, некогда протягивавшегося через единый континент (Гиперборейская платформа), фрагменты которого идентифицированы в разных частях Арктического океанического бассейна (Чукотка, Северная Аляска, Северная Канада). В результате коллизии возникают новые горные системы (хребет Брукса, Колымское нагорье и Врангелевско-Геральдская гряда).

Northern Chukotka, Northern Alaska and the adjacent continental shelf present a part of a large basin that once stretched across one continent (the Hyperborean platform), fragments of which have been identified in different parts of the Arctic Ocean basin (Chukotka,