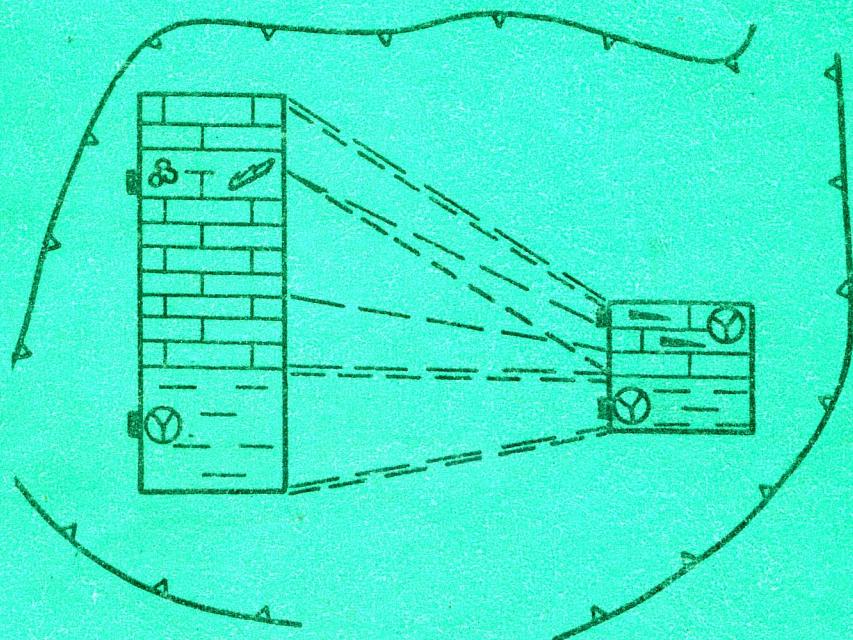


СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
Всесоюзный научно-исследовательский геолого-разведочный
нефтяной институт
Нижне-Волжский научно-исследовательский институт
геологии и геофизики

СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ
ПОДСОЛЕВЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСОВ
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВЛАДИНЫ
Тематический сборник

Саратов - 1991

Стратиграфия и литология подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины / Под ред. Ю.А. Писаренко. - Саратов: Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики, 1991. - 173 с. - Библиогр. в конце статей.

На основе полученных в последние годы материалов по стратиграфии, литологии, сейсмостратиграфии сделан акцент на анализе стратиграфических и литолого-фациальных соотношений в подсолевых нефтегазоносных комплексах Прикаспийской впадины и ее бортовых зон. Статьи сборника отражают альтернативные подходы к оценке фактического материала.

Для специалистов-геологов, геофизиков, стратиграфов, литологов, занимающихся изучением геологического строения Прикаспийской впадины и ее бортовых зон.

Печатается в соответствии с тематическим планом выпуска ведомственной литературы Министерства геологии СССР 1991 г.,
позиция 30



Нижне-Волжский научно-исследовательский
институт геологии и геофизики (НВНИИГ),
1991 г.

Редактор С.К. Сударушкина

Подписано в печать 23.07.91
Формат 60x84 1/16 бумага типогр.
Печать офсетная Усл.п.л.10
Уч.-изд.л. 9,9
Тираж 300 Цена 5 р. Заказ 161.

Ротапринт НВНИИГТ.
410710, Саратов, пр. Ленина,
70

Д.А.Кухтинов
(НВНИИГТ)

УДК 551.7.03:551.73

СОСТОЯНИЕ, ПРОБЛЕМЫ И ЗАДАЧИ
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОДСОЛЕВОГО ПАЛЕОЗОЯ
СЕВЕРОКАСПИЙСКОЙ СИНКЛИЗЫ

Стратиграфические исследования подсолевых палеозойских (девонских, каменноугольных, нижнепермских) отложений в различных районах Северного Прикаспия начались неодновременно. Они проводятся вдоль бортовых зон по всему периметру Северо-каспийской (Прикаспийской) синеклизы (впадины), но не распространяются на ее центральную часть – так называемую Центральную депрессию, где подсолевой комплекс погребен под мощными толщами кунгурской соли, терригенных и карбонатных пород пермо-триаса, мезозоя и кайнозоя и мало доступен бурению.

К настоящему времени стратиграфическая изученность отложений подсолевого палеозоя такова, что на данной территории можно использовать общую и региональные шкалы девона, карбона и перми с предельной разрешающей способностью. Практически завершено создание региональных унифицированных стратиграфических схем названных выше систем, что для Северного Прикаспия было сделано впервые. Таким образом, было закрыто одно из белых пятен в изучении стратиграфии палеозоя Восточно-Европейской платформы, тем самым констатировалась стратиграфическая основа для проведения поисково-разведочных работ на нефть и газ в регионе на глубинах до 6–7 км.

Используя имеющуюся стратиграфическую базу, удалось осуществить надежную привязку сейсмических отражающих горизонтов, уточнить геологическое строение отдельных районов и региона в целом, дать реконструкции седиментационных моделей для всего Северного Прикаспия, что имеет прямое отношение, в свою очередь, к проблеме поисков ловушек неструктурного типа, к реализации практических задач в целом.

Начиная с 1969 г., в Нижне-Волжском НИИ геологии и геофизики составляются ежегодные каталоги стратиграфических разработок

разрезов глубоких скважин, пробуренных в текущий или предшествующий год в пределах всей синеклизы, что может рассматриваться как этап на пути к осуществлению идеи регионального стратиграфического мониторинга на основе единого банка данных и использования компьютеров.

Отсутствие стратиграфических данных по центральной части синеклизы тормозит решение принципиальных вопросов или проблем, к которым относятся альтернативные оценки Северокаспийского региона: глубоководного океанического бассейна в среднем-позднем палеозое с некомпенсированным осадконакоплением в центральной его части или инверсионной структуры, эпизодические поднятия которой обусловили сокращение мощностей отложений – размыв или их неотложение и формирование стратиграфических несогласий, особенно заметных внутри среднего карбона (предверейское несогласие) и на границе карбона и перми (предассельское несогласие). Отношение к этим проблемам предопределило существование двух крайних точек зрения, однако, по мнению автора, фактический материал дает возможность подойти к нужному консенсусу, если признать существование глубоководного бассейна и проявление инверсионных движений на отдельных его участках.

При непредвзятом подходе на конкретных разрезах видны постепенные переходы от мелководных шельфовых образований к типично глубоководным породам материкового склона. Что касается несогласий, то образование их связано не только с приподнятым положением в рельфе дна отдельных его участков, но и с перемещением осадков с одного батиметрического уровня на другой, то есть с шельфа на материковый склон и далее. Наличие мощных толщ образований типа гравититов вдоль карбонатных платформ шельфа на востоке это подтверждает. При этом в процессе перемещения автокинетических потоков осадочного материала произошло срезание на значительную глубину подстилающих отложений как на шельфе, так и на склоне, и образование подводных русел, каньонов. Этим можно объяснить существование в пределах одной геоструктурной зоны стратиграфически полных разрезов и разрезов с отчетливыми, палеонтологически доказанными несогласиями, например, разрезы Жаркамысского свода и к западу от

него (Акжар-Каратюбинская зона) уже в пределах глубоководной части палеобассейна.

Дальнейшие стратиграфические исследования должны проводиться с целью большей детальности расчленения разрезов и корреляции, особенно разнофациальных толщ, имеющих различную литологическую и палеонтологическую характеристику. Бассейновый подход к стратиграфии дает возможность выделять вкрест простирания береговой линии те ряды разрезов, которые отражают естественную смену условий седиментации при переходе из одной батиметрической зоны в другую, причем в таких последовательностях разрезов более отчетливо проявляются критерии, обеспечивающие адекватность стратиграфических уровней.

Развитие перспективного бассейнового направления в стратиграфии в определенной мере тормозится, по мнению автора, существующей в настоящее время путаницей в понятиях, обозначающих Северокаспийский регион. В основной массе работ фигурирует понятие "Прикаспийская впадина". Определение "прикаспийская" естественно для всей территории, примыкающей к современному Каспийскому морю (озеру). Поскольку рассматриваемая впадина располагается вдоль его северного побережья, то более уместно было бы именовать ее Северокаспийской, что, собственно, и делают некоторые исследователи.

Словом "впадина" обозначаются в геоморфологии понижения в рельефе, в тектонике - опущенные или прогнутые участки земной коры, выполненные осадочными, осадочно-вулканогенными или вулканогенными толщами / И. У/. Поскольку "впадина прикаспийского типа" (там же) является синонимом сугубо тектонического термина "синеклиза" или "синеклиза узловая", то целесообразно именовать эту крупную платформенную структуру как "Северокаспийская синеклиза".

Однако препятствия, о которых говорилось выше, заключаются в ином. Традиционно границами Северокаспийской синеклизы считаются на западе и севере - система палеозойских поднятий и бортовой уступ в толще карбонатных пород, а на востоке и юге - разломы, отделяющие (одновременно) Восточно-Европейскую платформу от Скифско-Туранской. Как видно, для ограничения синеклизы использован двойной стандарт - бортовой уступ для одной ее части и разлом для другой. Обычно при этом идет речь

о надверейском или нижнепермском уступе, но, что весьма странно, этот стандарт не распространяется на восточное, юго-восточное ограничение, где столь же отчетливо прослеживается, судя по материалам бурения и геофизики на площадях Восточный Тортколь, Тохутколь, Киндыкты, Сарыкум, Ортатау-Сарыбулак, Тортай (частично), Южная, четкий уступ в отложениях того же возраста, протягивающийся во внутренней части синеклизы на расстоянии 20–30 км вдоль ограничивающего разлома. Этот уступ и другие, более древние (визейско-башкирский, девонско-турнейский) уступы рассматриваются обычно как граница мощных мелководных образований шельфа и менее мощных или маломощных глубоководных отложений континентального склона. Таким образом, при существенном ограничении "впадины" в одном случае (запад, север) шельфовые структуры единого Северокаспийского палеобассейна отнесены к так называемому внешнему обрамлению структуры, в другом (восток, юг) – к внутренней прибрежной зоне.

Со внешней бортовой зоной связана цепь локальных поднятий подсолевых отложений, ориентированных параллельно борту синеклизы. По мнению Д.Л.Федорова, "поскольку и образование полосы увеличенных мощностей надверейского карбонатного комплекса, и формирование перечисленных локальных поднятий генетически связывается с историей возникновения и развития Прикаспийской впадины, то эту полосу также следует включить в состав последней" [2]. Фактически это означало бы, в палеогеографическом смысле, включить в акваторию Северокаспийского палеобассейна его собственную неритовую область, против чего трудно возражать.

Ограничение синеклизы по разлому выглядит более естественным, хотя при этом возникают вопросы в связи с тем, что платформенного типа карбонатные отложения нижнего-среднего карбона прослеживаются к востоку от разлома и, наоборот, широкая полоса развития мисгеосинклинальных терригенных образований изембетской серии (аналога зилаирской серии Южного Приуралья) верхнего девона – нижнего карбона, а также верхнего карбона – нижней перми отнесена к синеклизе, которая, как уже говорилось, является платформенной структурой. Западная граница распространения изембетской серии трассируется на расстоянии свыше 100 км от разлома, ограничивающего синеклизу с

востока. Следовательно, граница платформы, а вместе с ней и синеклизы как платформенной структуры в позднем девоне и раннем карбоне (турнейское и ранневизейское время) проходила на много десятков километров западнее разлома. Позднее, в позднем карбоне и ранней перми миогеосинклинальный желоб существенно сузился и граница его с платформой сместились к востоку.

Следует отметить, что многие вопросы снимаются, если Северный Прикаспий рассматривать не как тектоническую структуру (являющуюся в действительности гетерогенным образованием), а как седиментационный палеобассейн, образующий вместе с окружающей его сушей (областью сноса) единую седиментационную систему. Естественным, прерывистым ограничением палеобассейна являлся Мугоджарский микроконтинент на востоке, горные сооружения на юге, крупные выступы фундамента на западе и севере.

При бассейновом подходе границы Северокаспийского региона существенно расширяются. Типизация разрезов по формационно-фацальным признакам позволяет более определенно дифференцировать палеобассейн на различные батиметрические зоны и, как следствие этого, установить истинные пространственно-временные соотношения стратиграфических таксонов, то есть первичную стратиграфическую структуру. На этой основе можно более широко применять экостратиграфические методы, обеспечивающие биостратиграфическую корреляцию разнофацальных образований.

В настоящее время обращено внимание на многочисленные факты вторичного залегания органических остатков, что существенно осложнило применение палеонтологического метода, поскольку принципиальный вопрос о соответствии возраста палеонтологических объектов и вмещающих их пород не всегда решается однозначно. Приближает к истине сопоставление результатов наблюдений по экологии, тафономии и условиям седиментации в целом.

Особый случай гетерохронности отложений наблюдался в разрезах Караганакского месторождения: среди светлоокрашенных биоморфных, биоморфно-детритовых разностей карбонатных пород серпуховского яруса нижнего карбона иногда встречаются темноцветные, глубоководного облика породы с фауной существенно более молодого возраста – средне-позднекаменноугольной, ранне-пермской, это связывается с инфлюацией, то есть глубоким проникновением более молодого осадка с органическими остатками в тело древнего карбонатного массива по трещинам, пустотам, ка-

налам, воронкам карстового происхождения. Естественно, что серпуховский возраст этого массива, несмотря на находки более молодой фауны, не вызывает сомнения.

Интересны для дальнейших стратиграфических исследований вопросы, ориентированные на совершенствование общих и региональных шкал, унификацию критериев разграничения и прослеживания таксонов, создание местной стратиграфической шкалы подсоловых отложений – основы для конкретной практической деятельности. Для палеонтологического обеспечения стратиграфических исследований весьма желательно более широкое привлечение данных по мелким фораминиферам, конодонтам, остракодам, радиоляриям.

Литература

1. Геологический словарь. Т. I–2. – М.: Недра, 1978.
2. Федоров Д.Л. Роль унаследованных и инверсионных процессов в нижнепермское время в формировании северного борта Прикаспийской впадины // Труды Сарат. ун-та. – Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1977. – Вып. 13. – С. 153–158.

**Т.И.Федорова, Г.М.Павленко, О.В.Козловская
(НВНИИГТ)**

УДК 551.7.02:553.98

ДЕТАЛЬНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ КАК ОСНОВА ПРОСЛЕЖИВАНИЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ КОМПЛЕКСАХ ДЕВОНА И КАРБОНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В настоящее время основа корреляции и расчленения девонских и каменноугольных отложений по материалам глубокого бурения – палеонтологические данные в сочетании с промысловогеофизическими материалами. В течение десятков лет изучения разрезов девона и нижнего карбона выделены обоснованные комплексы органических остатков, которые дали возможность расчле-

нять разрезы и составлять стратиграфические схемы. Девонские комплексы связаны с хорошо документированными разрезами центральной части Рязано-Саратовского прогиба, где они широко распространены. Девон на этой территории представлен нижним, средним и верхним отделами, расчлененными дробно на ярусы, горизонты, на отдельных уровнях (эйфельский, франский, фаменский ярусы) – на подъярусы и слои (живетский ярус, афонинский горизонт), что соответствует региональной стратиграфической схеме Восточно-Европейской платформы. Разрез нижнего карбона (до окского надгоризонта визе) согласно схеме Прикаспийского региона подразделен на турнейский и визейский ярусы и соответствующие им горизонты.

Полнота девона в конкретных структурно-фацальных зонах не одинаковая. Если в зоне Саратовских дислокаций сохранилась стратиграфическая последовательность и выделены все соответствующие подразделения, то на сводах древних структур установлены нарушения и отсутствие части девонского разреза в основании и на контакте среднего и верхнего девона.

В каменноугольной части отмечается предбобриковско-малиновский перерыв, широко распространенный на территории северо-западного обрамления Прикаспийской впадины, и лишь в бортовой зоне установлены относительно полные разрезы.

В северной части Рязано-Саратовского прогиба на Аткарском выступе (Александровская, Йзыковская, Чадаевская и другие площади) верхнеэйфельский подъярус, сложенный внизу песчаниками, а выше известняками, и нижнеживетские (воробьевские слои) отложения залегают на кристаллическом фундаменте из гранито-гнейсов. Следовательно, весь нижний девон, нижний и частично верхний эйфель выпали из разреза девона Аткарского выступа (рис. I).

На Жигулевско-Пугачевском своде (Богородская площадь) верхнеживетские отложения – ардатовские слои – как и в южных районах Куйбышевской области, контактируют с гранито-гнейсами фундамента. Они подтверждены брахиоподово-остракодовым комплексом фауны. В Бузулукской впадине (Западно-Степновская и другие площади) и на некоторых площадях в Рязано-Саратовском прогибе (Еланка и другие) на кристаллическом фундаменте залегают отложения эмского яруса чистого девона. Ложковский и пражский ярусы

нижнего девона в северо-западном обрамлении Прикаспийской впадины не установлены. Палинологическими данными подтвержден вязовский горизонт в нижнем девоне. Однако данных, обосновывающих возраст пород нижнего девона, недостаточно, поскольку они сложены в основном терригенными породами, часто пестроцветными. Широко распространены на территории исследований перерывы на контакте среднего и верхнего девона, в результате которого выпали из разреза франский и часть фаменского яруса и верхняя половина среднего девона до верхнезайельского подъяруса.

На Балаковском, Марьевском, Семеновском, Западно-Степновском выступах фундамента, на Степновском валу и других древних структурах такие нарушения хорошо изучены и подтверждены комплексами органических остатков.

В районе Пугачева (скв. 10) евлановско-ливенские отложения франского яруса с богатой фауной фораминифер, остракод и брахиопод залегают на муллинских слоях старооскольского горизонта с фауной живетского яруса. В этом разрезе отсутствуют карбонатные отложения живетского яруса, карбонатные отложения верхнего девона от воронежского до саргаевского горизонта и пашинско-кыновские терригенные отложения. Более существенный перерыв, подтвержденный органическими остатками, отмечен на Семеновском выступе. В этом разрезе данковские отложения фаменского яруса с характерной фауной остракод залегают на терригенном комплексе пашинского горизонта, под которым определены остракоды живетского яруса среднего девона. Здесь отсутствует часть среднего и весь нижний подъярус фаменского яруса и полностью – карбонатный комплекс франского яруса.

Стратиграфические соотношения, близкие к описанным, установлены на Степновском валу, где фаменский ярус контактирует с живетскими отложениями (Восточно-Сусловская, Советская, Первомайская площади).

Сходные соотношения отмечены на Западно-Степновской площади, в Бузулукской впадине. Здесь в разрезе скв. 2 на обоснованных спорами ардатовских слоях живетского яруса залегают доломиты фаменского яруса. Еще более существенные нарушения в разрезе девона развиты на Коптевско-Романовском выступе (склон Ишгулевско-Пугачевского свода) и на Солянской площади. На этих

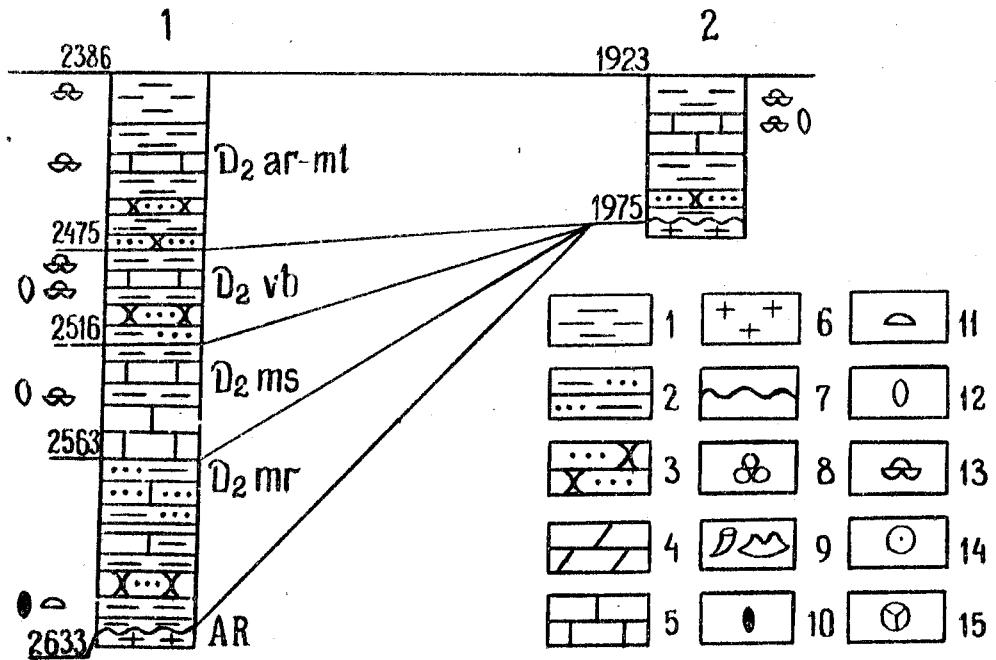


Рис. 1. Схема сопоставления среднедевонских отложений. 1 - аргиллит, 2 - алевролит, 3 - песчаник, 4 - мергель, 5 - известняк, 6 - гранито-гнейсы, 7 - поверхность размыва, 8 - фораминиферы, 9 - кораллы, 10 - лингулы, 11 - конхостраки, 12 - остракоды, 13 - брахиоподы, 14 - криноидеи, 15 - споры и пыльца. Скважины: 1 - I Александровская, 2 - 3 Богоявленская

участках палеонтологически обоснованные афонинские отложения контактируют с фаменскими образованиями, установленными по сопоставлению с соседними разрезами и типу пород. Здесь полностью отсутствуют отложения живетского и франского ярусов и частично афонинского и фаменского ярусов (рис. 2).

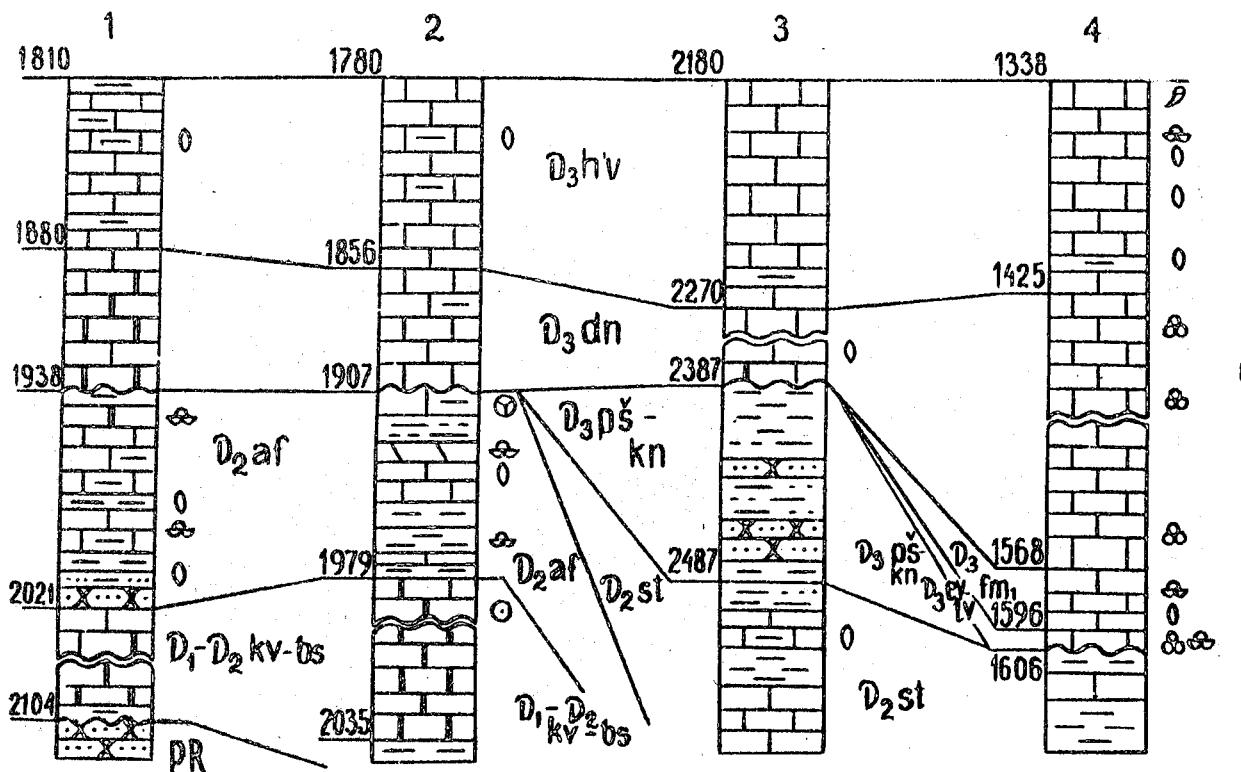
Считалось ранее, что в северо-западном обрамлении Прикаспийской впадины бобриковские песчано-глинистые отложения, подтвержденные в большинстве районов спорами, залегают на черепетских известняках с характерными брахиоподами.

В бортовой зоне Прикаспийской впадины установлено, что под бобриковскими отложениями развита мощная до 400 м толща терригенно-карбонатных пород, охарактеризованная разнообразной фауной косьвинского и малиновского возрастов. В результате детального изучения споровых комплексов из терригенных отложений, подстилающих тульский горизонт, установлено: на большей части территории под бобриковским горизонтом на контакте с черепетским горизонтом турнейского яруса прослеживается небольшая до 10 м пачка песчано-глинистых пород радаевского горизонта вицейского яруса (рис. 3).

В северо-западном обрамлении впадины малиновские отложения были установлены ранее на Приволжской моноклинали (скв. 18 Иловлинская), в бортовой зоне Прикаспийской впадины (скв. 4 Ровенская) и отнесены к радаевскому и елховскому горизонтам. В разрезе косьвинско-малиновских отложений преобладающее значение имеют карбонатные отложения, представленные органогенными известняками с прослоями мергелей, аргиллитов и песчаников в верхней части. Мощность этих отложений в разрезах Ровенской (скв. 4, 16), Краснокутской (скв. II, 12), Лебедевской (скв. I) площадей достигает 400 м. На некоторых участках в Заволжье одновозрастные отложения не развиты (скв. I Ершовская, скв. 5 Елино-Ершовская, скв. I Воскресенская).

В правобережье области одновозрастные отложения прослежены на обширной территории практически повсеместно за исключе-

Рис. 2. Схема стратиграфических сопоставлений в разрезах среднего и верхнего девона. Скважины: I - 3 Коптевская, 3 - 23 Семёновская, 4 - 10 Лугачевская



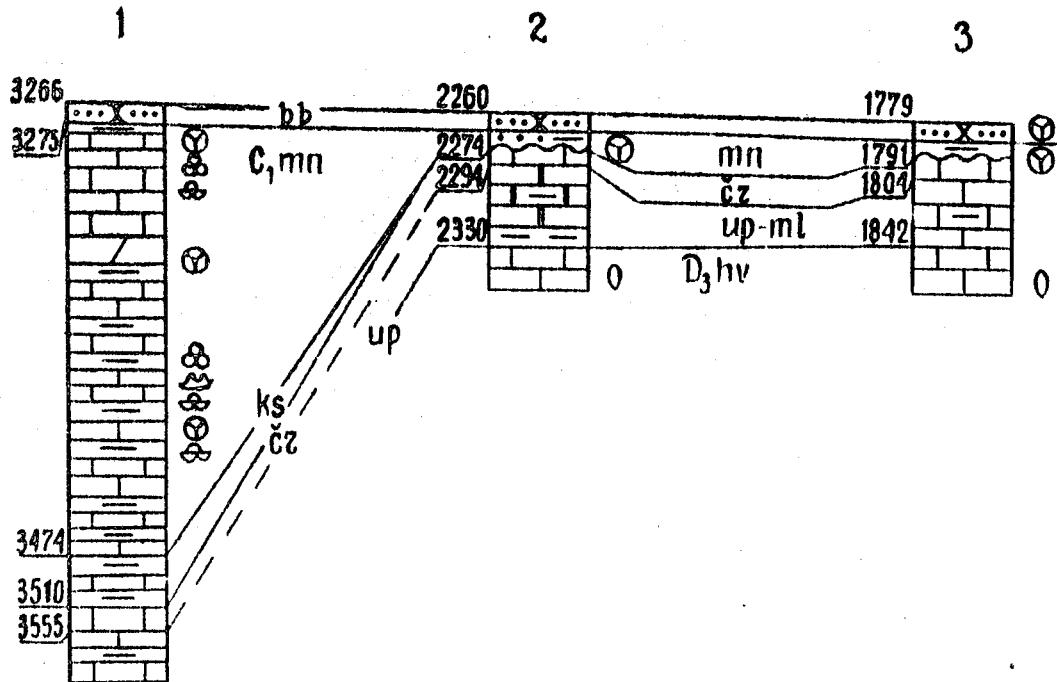


Рис. 3. Схема сопоставления нижневизейских отложений. Скважины: I - 4 Коноплевская,
2 - 1 Очно-Марьевская, 3 - 7 Коптевская. Условные обозначения см. на рис. I

нием небольших участков. Мощность их не превышает единиц метров.

В верхней части разреза на Коноплевской (скв. 4) и Лиманской (скв. 2) площадях выделена толща песчаников и алевролитов, предположительно отнесенная к радаевскому горизонту, мощностью около 50 м (скв. 2).

Отложения ранневизейского возраста залегают с перерывом на черепетско-кизеловских породах турнейского яруса. Однако на некоторых участках отмечен более длительный перерыв, предшествующий малиновскому времени. На Лиманской площади (скв. 8) вскрыты утинские отложения, на Карпенской (скв. 10) площади и в разрезе скв. I Саратовской – заволжский горизонт.

Нарушенения в стратиграфической последовательности, приуроченность их к разрезу, выявленные зоны, характеризующиеся сходными несогласиями, свидетельствуют о неспокойных в тектоническом отношении условиях, в которых формировались осадки на территории северо-западного обрамления Прикаспийской впадины.

Эти выводы, имеющие практическое значение, сделаны на основе палеонтологических данных, представленных остатками растений (споры), фауной брахиопод, ostrакод и на отдельных уровнях – фораминиферами, кораллами, трилобитами, кониконками и криноидаями.

Ю.И. Никитин

(Ю "Саратовнефтегаз")

УДК 551.7.024:551.725/736

ПРОГНОЗНАЯ МОДЕЛЬ
ФОРМИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО НЕСОГЛАСИЯ
НА РУБЕЖЕ КАРБОНА И ПЕРМИ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

В Прикаспийской впадине на рубеже карбона и перми был перерыв в осадконакоплении, что подтверждается фактическими данными. Территориально он приурочен к сводам крупных поднятий, к протягивающейся вдоль северного и западного бортов

внутренней прибортовой зоне. Максимальная глубина сопровождавшего перерыва размыва каменноугольных отложений отмечена на поднятиях, где нижнепермские глубоководные (Астраханский свод, Тенгиз, Караганак) или рифогенные (Караганак) образования с резким несогласием перекрывают породы башкирского и даже визейского возраста. В пределах прибортовой зоны глубина размыва уменьшается вкрест ее простирации – в направлении внешнего обрамления впадины. Например, в разрезах скв. I Упрямовской, I Тимофеевской, находящихся на расстоянии 35–45 км соответственно к востоку и югу от подсолевого бортового уступа впадины, пачка нижнепермских глубоководных пород залегает непосредственно на среднекаменноугольной терригенной толще. Севернее, в зоне борта (скв. 2 Милорадовская, б Южно-Ершовская), мощная толща (440–480 м) ассельских рифогенных пород залегает на размытой поверхности шельфовых карбонатов самой нижней части (с остаточной мощностью 15–30 м) верхнего карбона. За пределами Прикаспийской впадины на границе перми и карбона видимых следов перерыва в осадконакоплении не обнаружено.

Фактические данные противоречат представлениям об инверсионно-тектонической природе вдольбортового перерыва [I, 5]: в первую очередь этому противоречит то, что в бортовой зоне нет существенных дислокаций среднекаменноугольных терригенных отложений и продуктов эрозии гипотетических палеоподнятий на хорошо разбуренном внешнем обрамлении впадины. Особенности пространственного размещения и строение рассматриваемого несогласия логично объясняются механизмом абразионного развития бортовой зоны и внутривпадинных поднятий – результата снижения в предпермское время уровня моря [7]. Однако и эта точка зрения из-за нерешенности некоторых принципиальных вопросов не нашла широкого признания среди геологов. К таким вопросам относятся:

1. Причины снижения уровня моря в геологически короткий отрезок времени на фоне унаследованного прогибания впадины в течение всей палеозойской истории ее развития.

2. Отсутствие видимых следов перерыва между пермью и карбоном на внешнем обрамлении впадины при глубоком размыве каменноугольных отложений во внутренней прибортовой зоне и на склонах внутривпадинных поднятий.

3. Существование и местоположение аккумуляционных форм, сложенных продуктами волновой эрозии пород.

Как известно, морские трансгрессии и регрессии являются результатом не только тектонических движений морского дна и суши, но также эвстатических колебаний уровня моря. Наиболее существенна роль глобальных изменений уровня моря, которые на протяжении всей истории Земли независимо от региональных (тем более локальных) тектонических движений неоднократно значительно изменяли на планете соотношение моря и суши [9].

Теория тектоники литосферных плит крупные циклы глобальных эвстатических колебаний уровня моря (планетарных трансгрессий и регрессий) связывает с увеличением или уменьшением объема срединно-океанических хребтов, обусловленных изменениями скорости спрединга дна Мирового океана. Расчеты показали, что в фанерозое амплитуда сопровождавших эти процессы колебаний уровня океана могла достигать 350–500 м [8]. Глобальные изменения соотношения моря и суши приводили к изменению климата Земли. Регрессии (уменьшение площади Мирового океана) сопровождались эпохами похолодания, с появлением в отдельные из них покровных оледенений [9], последние – еще один фактор глобального снижения уровня моря. По различным оценкам в эпоху плеистоценовых оледенений уровень Мирового океана поникался на 100–300 м.

Развитие одного из крупнейших оледенений приходится именно на предпермское время, когда материковые льды покрывали территорию современных Южной Америки, Южной Африки, Австралии и Индостана [9]. С этим периодом связано глобальное снижение уровня моря, несомненно, охватившее и Прикаспийский палеобассейн. Регрессия моря создала в Прикаспии предпосылки для развития эрозионных процессов.

Сохранившиеся от размыва надверейские разрезы карбона северо-западной части Прикаспийской впадины повсеместно сложены породами мелководно-шельфовой слоистой карbonатной формации [5]. В позднекаменноугольное время вдоль северной и западной окраин впадины существовал мелководный (глубины в первые десятки метров) карбонатный шельф (рис. Ia). Его морфологически выраженный рифовый край, очевидно, был смешен относительно современного подсолевого бортового уступа внутрь впадины. На

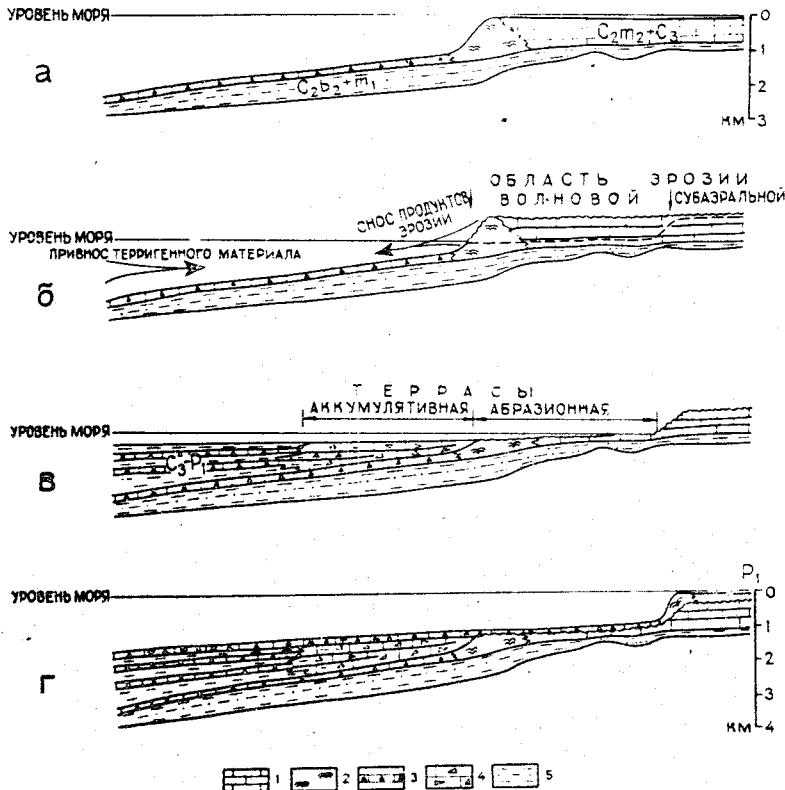


Рис.1. Палеогеографические профили северо-западной части Прикаспийской впадины: а - на конец позднекаменноугольной трансгрессии; б, в - на период предпермской регрессии; г - на конец раннепермской трансгрессии. 1 - мелководно-шельфовые слоистые карбонаты; 2 - рифогенные карбонаты; 3 - глубоководные кремнисто-глинисто-карбонатные образования; 4 - переотложенные карбонаты - продукты эрозии мелководного шельфа; 5 - терригенные образования

крупных внутривпадинных поднятиях формировались мелководные карбонатные банки и рифы. Предпермское снижение уровня моря (на сотни метров) привело к осушению карбонатного палеошельфа и внутривпадинных поднятий. Новая береговая линия очертилась высокоамплитудным верхнекаменноугольным шельфовым уступом, который, вздымаясь над поверхностью моря, подвергся интенсивной волновой эрозии (рис. 1б). Аналогичный процесс охватил и островную сушу внутривпадинных поднятий. Одновременно возникли условия для субаэральной денудации поверхности карбонатного шельфа.

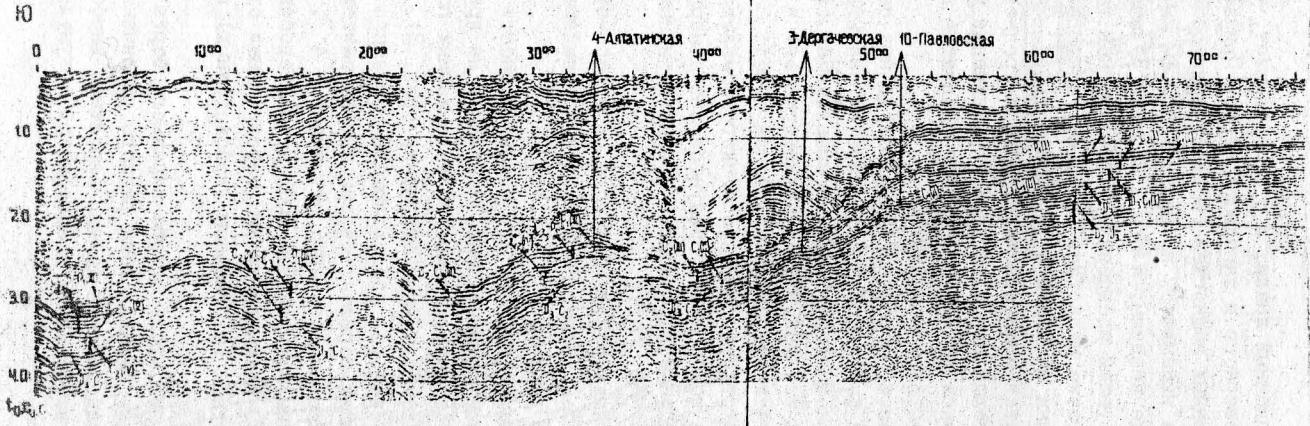
Субаэральная эрозия карбонатных пород в пределах умеренных и тропических климатических поясов – это, в основном, химическое выветривание, скорость которого эмпирически оценивается в среднем 3–6 мм/1000 лет [2]. По тем же данным скорость волновой эрозии современных карбонатных обрывистых берегов колеблется от 3 (третичные известняки окрестностей г. Сдессы) до 30 см/год (юрские и меловые карбонаты восточного побережья Великобритании), что в 10–50 тысяч раз выше скорости субаэральной денудации. Другими словами, отступание абразионного края осуженного карбонатного шельфа на 50 км должно сопровождаться денудацией его поверхности на глубину всего 1–5 м. Очевидно, приблизительно такая ситуация и существовала в пределах внешнего обрамления Прикаспийской впадины. Здесь предпермский перерыв в осадконакоплении из-за незначительной глубины субаэральной эрозии практически не обнаруживается в монотонной толще каменноугольных и нижнепермских карбонатных пород.

Предпермская абрация должна была привести к формированию в пределах северо-западной части Прикаспийской впадины и вокруг внутривпадинных поднятий региональных и локальных абразионно-аккумулятивных структур (рис. 1в). В результате раннепермской трансгрессии последние оказались перекрытыми глубоководными осадками. На отдельных, конседиментационно развивавшихся поднятиях возобновилось рифообразование (Карачаганак). Окончательная береговая линия зафиксировала местоположение края раннепермского карбонатного палеошельфа (рис. 1г) и определила современные контуры северного и западного ограничений Прикаспийской впадины.

На фоне крупномасштабной трансгрессии моря в раннепермское

время, очевидно, имели место кратковременные регрессивные явления, сопровождавшиеся перисигматической эрозией формированияшегося карбонатного шельфа. Переотложенная мелководная нижнепермская фауна, обломки мелководных карбонатов, прослои сложенных такими обломками брекчий в надвейской матрице глубоководных пород встречены в разрезах большинства скважин, пробуренных во внутренней части Прикаспийской впадины (скв. I Упрямовская, I Тимофеевская, 4 Алтатинская). Все эти скважины расположены в зоне предпермской абразионной террасы (рис. 3). Завершающий абразионный профиль береговой обрыв (сложенный каменноугольными породами) на начальной стадии раннепермской трансгрессии продолжал подвергаться волновой эрозии. Ее следами являются обломки карбонатов и переотложенная каменноугольная фауна, обнаруженная (в том числе совместно с нижнепермской фауной) О.Б.Кетат и Т.Н.Малковой в нижней части надвейской толщи в разрезах скв. I Упрямовской, I Тимофеевской.

Рис. 2. Сводный временной разрез МОГТ Милорадовско-Краснореченского пересечения северо-западной части Прикаспийской впадины. Подсолевые палеозойские сейсмоформации: D₂-D₃ - эйфельско-нижнефранская карбонатно-терригенная; D₃ - Верхнефранско-нижнефаменская прибрежно-морская карбонатно-терригенная; D₃-C₁(I) - верхнефаменско-нижнетурнейская мелководно-шельфовая слоистая карбонатная; D₃-C₁(II) - верхнефаменско-нижнетурнейская склоновая карбонатная; D₃-C₁(I) - верхнетурнейско-средневизейская мелководно-шельфовая карбонатно-терригенная; C₁(II) - верхнетурнейско-нижневизейская склоновая карбонатно-терригенная; C₁-C₂(I) - верхневизейско-нижнебашкирская мелководно-шельфовая слоистая карбонатная; C₁-C₂(II) - средневизейско-нижнебашкирская склоновая карбонатная; D₂-C₂ - верхнелевенско-среднекаменноугольная глубоководная кремнисто-глинисто-карбонатная; C₂(I) - верхнебашкирско-нижнемосковская мелководно-шельфовая терригенная; C₂(III) - верхнебашкирско-нижнемосковская глубоководно-шельфовая терригенная; C₂(IV) - верхнебашкирское(?) - нижнемосковская терригенная сейсмоформация заполнения глубоководной котловины; C₂-P₁(I) - верхнемосковско-нижнепермская мелководно-шельфовая слоистая карбонатная; C₂-P₁(II) - верхнемосковско-нижнепермская склоновая карбонатная; C₂-C₃(III) - предполагаемая средневерхнекаменноугольная глубоководная кремнисто-глинисто-карбонатная; C₂-P₁ - предполагаемая верхнекаменноугольно-нижнепермская обломочная терригенно-карбонатная (карбонатно-терригенная) сейсмоформация заполнения глубоководной котловины; P₁(III) - нижнепермская глубоководная кремнисто-глинисто-карбонатная



Сейсмоинформационный анализ $\Gamma 3\backslash 7$ показывает, что протягивающаяся вдоль северного и западного бортов Прикаспийской впадины зона сокращенных мощностей (40–400) надверейского карбонатного комплекса изменяется по ширине от 6–12 км на севере до 25–40 км на западе впадины. К югу и востоку от этой зоны, очевидно, соответствующей предпермской абразионной террасе, мощность комплекса резко нарастает (рис. 2), достигая в центральных районах впадины значений 2000–2500 м $\Gamma 4\backslash 7$. При этом одновременно сокращается мощность подстилающей среднекаменноугольной терригенной толщи пород. В полосе увеличения мощности надверейского комплекса до 700–800 м прогнозируется преимущественно карбонатный состав отложений:

- по материалам скоростного анализа данных сейсморазведки МОГТ надверейский комплекс характеризуется значительно более высокой интервальной скоростью, чем вышележащая (терригенная пермско-триасовая или галогенная нижнепермская) и нижележащая (терригенная верейско-мелекесская) толщи пород;
- внутренняя структура надверейского комплекса на временных разрезах чаще всего характеризуется низкоэнергетической "карбонатной" сейсмической записью без интенсивных промежуточных отражений;
- с кровлей надверейского комплекса в рассматриваемой зоне по данным сейсморазведки КМПВ связан преломляющий горизонт $\Gamma 6\backslash 7$.

Далее во впадину по мере увеличения мощности внутри рассматриваемого сейсмоинформационного комплекса на временных разрезах появляется большое количество выдержаных по простиранию интенсивных промежуточных отражений (рис. 2). Кровля комплекса утрачивает свойства преломляющего горизонта: первый подсолевой преломляющий горизонт связан предположительно с поверхностью среднекаменноугольных отложений $\Gamma 4\backslash 7$. Во внутренних районах впадины мощная (900–2500 м) надверейская толща сложена, возможно, преимущественно терригенными отложениями с прослойями карбонатных (в основном глубоководных) пород (рис. 3).

Протягивающаяся вдоль северо-западного борта Прикаспийской впадины внутривпадинная зона резкого увеличения мощности (до 700–800 м) надверейской толщи, вероятно, карбонатных отложений должна соответствовать предпермской аккумулятивной тер-

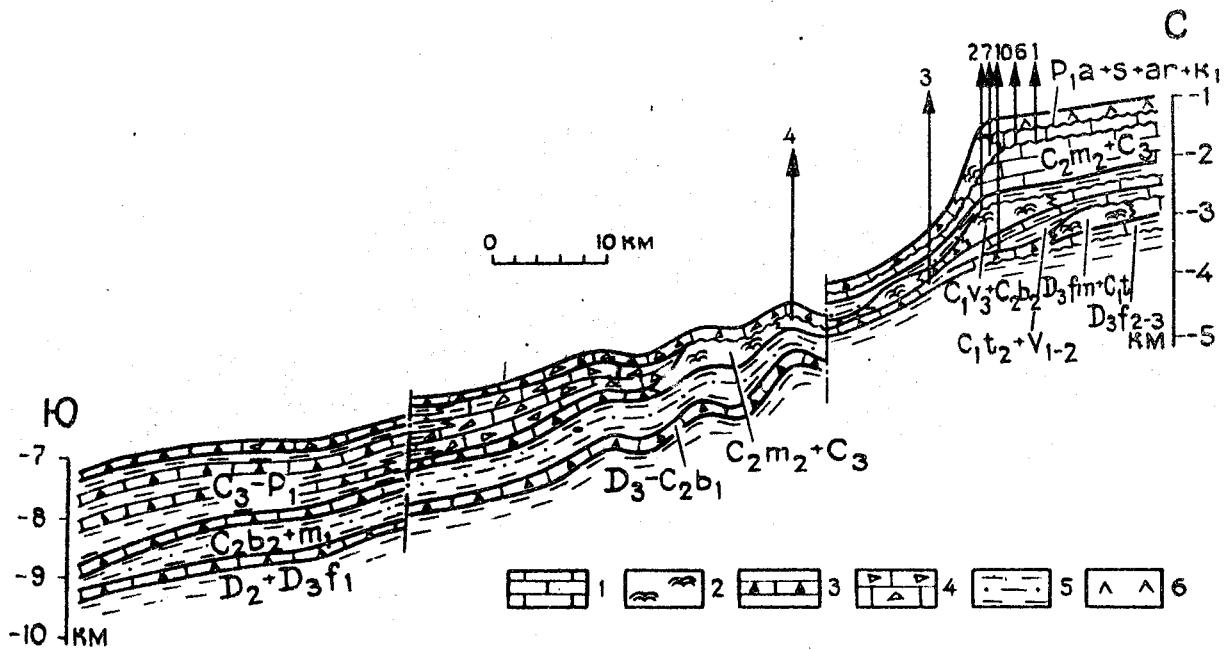


Рис. 3. Геологический разрез Милорадовско-Краснореченского пересечения северо-западной части Прикаспийской впадины. 1 - мелководно-шельфовые слоистые карбонаты; 2 - рифогенные карбонаты; 3 - глубоководные кремнисто-глинисто-карбонатные образования; 4 - переотложенные обломочные карбонаты; 5 - терригенные образования; 6 - ангидриты

расе (рис. I в, г), где очевидно, развиты обломочные карбонатные породы с подчиненными прослойми терригенных образований.

Таким образом, основной фактор формирования в Прикаспийской впадине на рубеже карбона и перми регионального перерыва в осадконакоплении – предпермское глобальное снижение уровня моря. Волновая эрозия осушенного каменноугольного мелководного карбонатного палеошельфа привела к образованию абразионно-аккумулятивных структур. Прогнозируемая во впадине толща переотложенных мелководных карбонатных пород, среди которых, наверное, широко развиты коллекторы, является новым объектом поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Литература

1. Алешин В.М., Ермаков В.А. О природе бортового уступа Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. - 1975. - № 6. С. 18-23.
2. Зденек Кукал. Скорость геологических процессов / Пер. с чешского. - М.: Мир, 1987. - 248 с.
3. Методы и приемы сейсмической стратиграфии при изучении геологического строения западной части Прикаспийской впадины / А.М. Голиченко, И.А. Кобылкин, Ю.И. Никитин и др. - Саратов: Нижне-Волжский НИИ геологии и геофизики. - 1989. - 76 с.
4. Неволин Н.В. Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской впадины в свете геофизических данных // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. - М.: Наука, 1987. - С. II4-II6.
5. Особенности формирования и размещения залежей нефти и газа в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины / Под ред. Л.Г. Кирюхина, Д.Л. Федорова. - М.: Недра, 1984. - 144 с.
6. Региональные работы КМГЕ в Саратовском Заволжье / И.Б. Пахомов, Ф.М. Рябченко, И.М. Быстрицкая и др. // Бортовая зона Прикаспийской впадины. - Саратов: Изд-во "Коммунист", 1965. - С. 156-165.
7. Роль абразии в формировании бортового уступа Прикаспийской впадины / В.А. Бурунков, В.С. Велоножко, Ф.И. Козальский и др. // Геология и полезные ископаемые Калмыцкой АССР. - Элиста: Изд-во Калмыцкого ун-та, 1976. - С. 3-14.

8. Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и природа глобальных трансгрессий // Проблемы палеогидрологии. - М.: Наука, 1976. - С. 54-68.
9. Ясманов Н.А. Древние климаты земли. - Л.: Гидрометеоиздат, 1985. - 296 с.

О.Н.Марченко (ПГО "Уральскнефтегазгеология")
В.Б.Щеглов, Т.А.Югай (НВНИИГТ)

УДК 551.7.024:551.3.051

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ И ЛАВИННОЕ ОСАДКОНАКАПЛЕНИЕ
В ПОДСОЛЕВЫХ РАЗРЕЗАХ СЕВЕРНОЙ БОРТОВОЙ ЗОНЫ
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВЛАДИНЫ

В подсолевых палеозойских отложениях северной бортовой зоны Прикаспийской впадины перерывы в осадконакоплении – весьма распространенное явление. Традиционно сложилось представление, что большинство перерывов связано с вертикальными перемещениями земной коры, приводящими к выводу осадков из-под уровня моря и последующему их размыву. По толщине размытых отложений обычно судят об амплитудах этих движений.

По результатам исследований современного осадконакопления в океанах и соединяющихся с ними морях сформулированы принципиально новые положения о перерывах [3]: главная причина возникновения перерывов на всех уровнях океана и для отложений всех возрастов – не вертикальные движения, а глобальное изменение уровня океана в геологическом прошлом. Установлено, что на современном этапе перерывы широко распространены даже в пелагиали, где они составляют 50–60 % поверхности дна океана. При этом наиболее распространены в природе не условия размыва, а условия неотложения осадков определенного размера, поскольку для неотложения необходимы скорости течений в 10–100 раз меньше, чем для размыва уже отложившихся осадков. Поэтому условия

неотложения встречаются в десятки раз чаще, чем размыва. Размыв понимается лишь как крайнее выражение процесса неотложения материала. Нельзя не согласиться с А.П.Лисицыным, считающим, что литология перерывов должна рассматриваться так же, как и литология областей осадконакопления, с той же терминологией, но с алгебраически обратным знаком. Основные положения этого мнения тесно увязаны со структурно-геоморфологическими зонами современных морей и океанов – шельфом, континентальным склоном, континентальным подножьем, абиссальными равнинами. Каждая из этих зон характеризуется определенным набором условий, предопределяющих специфику осадконакопления, частоту и тип перерывов.

Современные представления о строении осадочных комплексов подсолевого палеозоя в пределах северной бортовой зоны Прикаспийской впадины и ее обрамления свидетельствуют о том, что их накопление происходило, в основном, в пределах довольно крупногабаритного, длительно существующего морского бассейна.

Последние данные о глубинном строении территории собственно Прикаспийской впадины (рис. I) не исключают того, что в ее пределах существовал бассейн океанического типа; косвенно подтверждают это и особенности морфоструктуры артинского палеобассейна (рис. I). Построения выполнены по отражающему горизонту "П₁" со снятием регионального наклона. Они во многом сходны с морфоструктурой современных морей и периферийных участков океанов (Шепард, 1976). Поэтому вполне правомочно использование учения А.П.Лисицына для интерпретации некоторых особенностей строения разрезов, связанных со стратиграфическими перерывами.

Следы предверейских эрозионных процессов фиксируются в пределах Караганской площади, в разрезе скв. 2 Восточно-Зетелкинской. Частичный размыв башкирских отложений отмечается и на других площадях северной бортовой зоны. Региональный характер перерыва в этом случае также вполне согласуется с кризисной изменением уровня океана для фанерозойского времени (рис. 2).

Совпадение выявленных субаэральных перерывов с глобальным изменением уровня моря – свидетельство связи позднепалеозойского морского бассейна, существовавшего в пределах Прикаспийской впадины, с мировым океаном. Следовательно, начавшееся в постбашкирское время погружение уровня мирового океана не могло

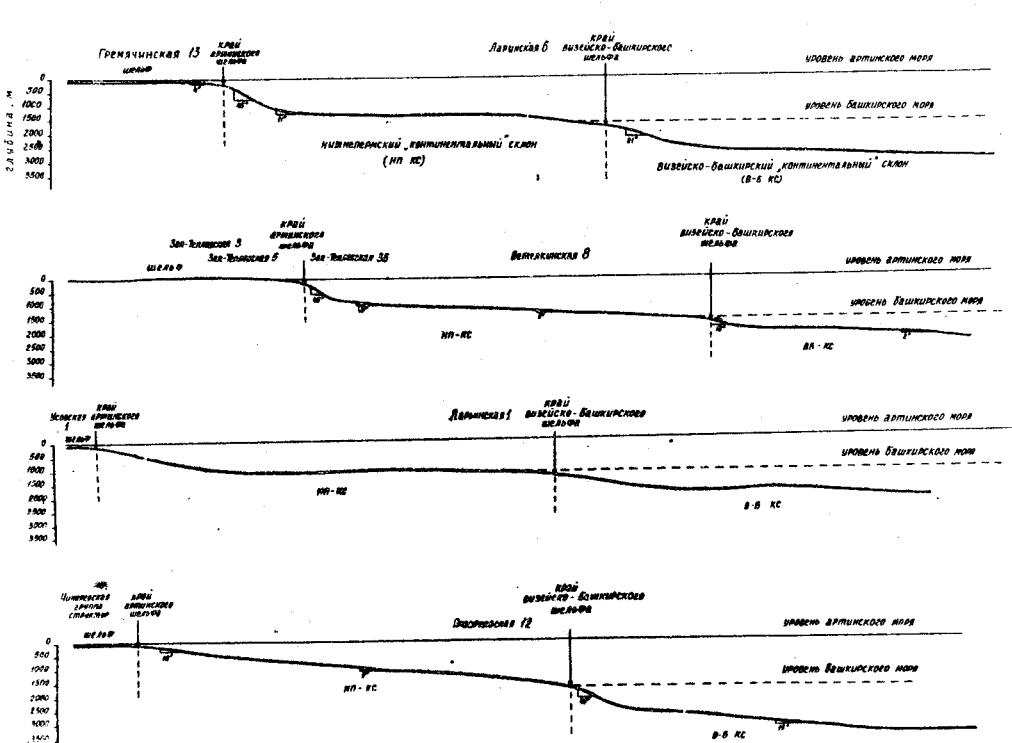


Рис. I. Структурно-морфологические профили вкрест простирания северного борта Прикаспийской впадины

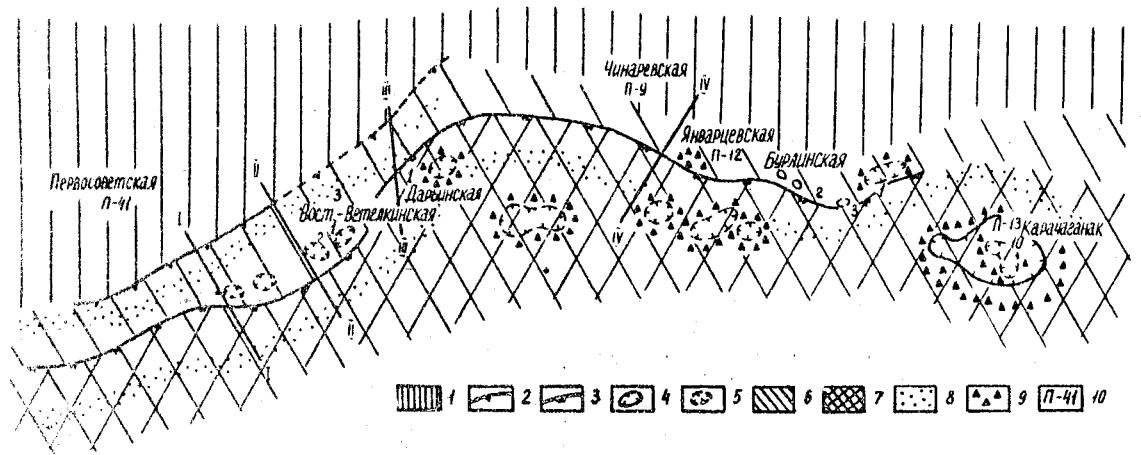


Рис. 2. Схема фациальной зональности северного борта Прикаспийской впадины:
 1 - континентальный шельф; 2 - бортовой уступ по нижнепермскому комплексу отложений;
 3 - бортовой уступ по визейско-башкирскому комплексу отложений. Тектоно-
 седиментационные структуры, островные шельфы: 4 - установленные; 5 - предполага-
 емые; 6 - гемипелагические илилы нижнепермского возраста, окраина каменноугольного
 шельфа; 7 - гемипелагические илилы нижнепермского и каменноугольного возраста.
 Предполагаемые пояса гравититов: 8 - связанные с бортовыми уступами; 9 - связан-
 ные с тектоно-седиментационными поднятиями; 10 - изученные скважины. Линии
 структурно-морфологических профилей: I-I - Гремячинско-Ларинский; II-II - Зап.-
 Тепловско-Ветлгинский; III-III - Усовско-Дарьинский; IV-IV - Чинаревско-Яварцевский

не скажаться на условиях осадконакопления в рассматриваемом палеобассейне, что отразилось, прежде всего, в нарастании трансгрессивных тенденций – в смене морской и прибрежно-морской терригенной седиментации верейского времени на карбонатную верхней половины московского века, позднего карбона и ранней перми.

Аллювиально-дельтовые постройки развиты в основном в Правобережье и в Ближнем Саратовском Заволжье. В Дальнем Заволжье формировались отложения фланговых окраин авандельта. На большей же части территории внешнего обрамления впадины в пределах Уральской области терригенные осадки представляют собой отложения промдельты. На окраину зоны продельты приходились площади Первосоветская, Восточно-Ветелкинская, Дарьинская, Чинаревская. Удаленностью их от основных речных и дельтовых магистралей обусловлены незначительные толщины терригенных верейских отложений.

Можно говорить, что возрастание глубины верейского бассейна наблюдалось не только вкрест простианию бортового уступа Прикаспийской впадины, но и в юго-восточном направлении. Поэтому вполне логично, что отсутствие верейских терригенных пород в скв. П-12 Январцевской скважине Бурлинской площади, в пределах Караганганакской структуры связано либо с неотложением в связи с резким дефицитом осадочной терригенной взвеси и ее уносом, либо с подводным размывом тонких осадков в результате "подводной абразии" или "гравитационной денудации" на пологих склонах.

Нарастающая в позднекаменноугольную эпоху трансгрессия привела к увеличению глубинности бассейна на участках внутреннего обрамления Прикаспийской впадины и в пределах ее бортовой зоны востока Уральской области. Мелководная карбонатная седиментация этого времени переместилась к северу и северо-западу от современной линии бортового уступа.

Следовательно, на месте существовавшего в визайско-башкирское время мелководного карбонатного шельфа возникли условия, свойственные глубокому шельфу, трансформировавшиеся со временем в условия, характерные для континентального склона. Согласно А.И. Конюхову и Т.Н. Голубовской *[2]*, в таких условиях происходит накопление гемipelагических осадков. В разрезах древних отложений эти осадки известны как мергели, кремнистые глины,

кремнистые известняки, туфиты и т.д. Поскольку основная масса карбонатного осадочного материала скапливалась на мелководном шельфе, на данных участках бассейна его явно недостает. Согласно современным представлениям [3], в эпоху "седиментационной дистрофии" широко развивались перерывы в осадконакоплении, связанные как с неотложением, так и подводным размывом осадков.

Учитывая все это, можно предположить, что в период устойчивого высокого положения уровня мирового океана в верхней половине московского яруса и верхнем карбоне в пределах бортовой зоны Прикаспийской впадины существовали условия, неблагоприятные для накопления одновозрастных осадков. Длительность такого перерыва оценивается в 10-15 млн. лет. При этом продолжительность перерыва возрастает с северо-запада на юго-восток. Это отнюдь не означает, что накопления осадков этого возраста не происходило. Однако неотложение и унос осадков резко преобладали. При таком механизме на дне могли оставаться наиболее крупные частицы, например, отдельные органогенные остатки. Далее, по мере накопления осадков они могли смешиваться с более молодыми формами, образуя разновозрастные сообщества так называемых "конденсированных осадков". Не исключено, что именно такие осадки зафиксированы на Карагачанакском поднятии по находкам смешанных комплексов конодонтов верхнекаменноугольного и нижнепермского возрастов в пограничных с отложениями нижнего карбона породах нижней перми. Представлены они темноцветными микрозернистыми нечетко слойстыми карбонатными породами глубоководного облика.

Как следует из кривой Р.Вейла, именно на середину ранне-пермской эпохи приходится резкое понижение уровня мирового океана. Согласно представлениям А.П.Лисицына, в эту эпоху большая часть шельфа, особенно его мелководные участки, становится ареной многочисленных субаэральных перерывов. В то же время происходит "брос" значительной массы накопившихся осадков на второй глобальный уровень седиментации (континентальный склон, его подножье и абиссальные равнины); и вполне вероятен перенос осадочного материала с шельфа и его бровки непосредственно к подножью нижнепермского бортового уступа, а в случае пологих склонов, в более глубоководные участки. Здесь сохра-

няются стабильные условия для накопления осадков, и по мере падения уровня они приобретают черты мелководной седиментации. Такое объяснение хорошо согласуется с особенностями строения разрезов, непосредственно примыкающих к крутым склонам нижне-перисского борта (скв. 6, 35 Западно-Тепловской площади, скв. 3 Восточно-Ветелкинская), и разрезов артинского яруса Павловской, Чинаревской и Рожковской площадей. Набор и состав слагающих их пород во многом обусловлены особенностями осадконакопления в сопряженных с ними участках борта впадины. Так, на Западно-Тепловском пересечении в их составе большое значение имеют остатки рифостроителей, биогермные породы. К востоку в разрезах начинают доминировать темноцветные биохемогенные карбонатные породы с прослойями дегритовых, содержащих смешанный танатоценоз. Фаунистические остатки несут следы переноса. В верхних частях артинского яруса скв. П-9 Чинаревской распространены мелководные водорослевые образования, которые залегают на темноцветных тонкоэзернистых известняках. Прослои с водорослевыми образованиями зафиксированы и в верхних частях артинского яруса в скв. 3 Рожковской площади, большая часть которого представлена глубоководными отложениями.

Таким образом, используя основные положения теории А.П.Лисицына о лавинной седиментации и перерывах в осадконакоплении, можно по-новому подойти к интерпретации некоторых палеогеографических обстановок в верхнем палеозое северной бортовой зоны Прикаспийской впадины.

Литература

1. Глубинное строение Прикаспийской впадины и дальнейшее ее изучение региональными геофизическими методами / Г.А.Габриэлянц, А.Г.Будагов, Г.А.Масляев и др. // Прогноз нефтегазоносности структурно-формационных комплексов подсолевого палеозоя Прикаспийской впадины. - М.: ИГиРГИ, 1989. - С. 14-23.
2. Конюхов А.И., Голубовская Т.Н. Осадконакопление в различных структурно-геоморфологических зонах мирового океана // Итоги науки и техники. Сер."Общая геология". - 1989. - Т. 25. - 120 с.
3. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерыв в осадконакоплении в морях и океанах. - М.: Наука, 1988.

Д.А.Писаренко, Н.П.Прохорова, И.А.Серебрякова
(НВНИИГГ)

УДК 551.7.022:(551.735+551.736)

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ СООТНОШЕНИЯ
КАМЕННОУГОЛЬНЫХ И ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ БОРТОВЫХ ЗОН
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВЛАДИНЫ

Стратиграфические и литолого-фациальные сопоставления каменноугольных и пермских отложений бортовой зоны, охватывающей Саратовскую, Уральскую и западную часть Оренбургской областей, устанавливались путем выявления и прослеживания геологических закономерностей от одного структурного уровня к другому, близким по своим генетическим особенностям. Выделяются несколько пространственных уровней, каждый из которых характеризуется сходными чертами строения по тем или иным стратиграфическим комплексам (рис. I): юго-восточное крыло Степновского вала и Клинцовский выступ, Бузулукский прогиб, структурная терраса, обусловленная существованием визейско-башкирского и фаменско-турнейского карбонатных уступов, и собственно прибортовая зона Прикаспийской впадины, которые отражаются в современной поверхности фундамента и на изменении стратиграфической полноты по девонской (особенно по предфаменской) части разреза.

При переходе от южных склонов Степновского и Клинцовского выступов фундамента в Бузулукский прогиб наиболее заметно увеличивается мощность отложений (с 290–350 м до 380–450 м) по окско-серпуховской части разреза, причем в толще органогенно-детритовых известняков появляются прослои доломитов, сульфатных и терригенных пород. В сторону Оренбургского и Соль-Илецкого выступов фундамента разрез вновь обогащается органогенно-детритовыми породами, отражая изменение условий осадконакопления в сторону мелководья.

В пределах визейско-башкирской террасы разрез окско-серпуховских отложений аналогичен разрезам Бузулукского прогиба и лишь у бровки карбонатного уступа по составу пород приближается к рифогенному типу (скв. 12 Январцевская, скв. 2 Восточно-

Ветелкинская, скв. 2, 23 Бурлинские). Южнее бровки уступа предполагается депрессионный тип разреза.

Карбонатные отложения среднего карбона (подольский и мячковский горизонты) в Бузулукском прогибе представлены мелководными известняками и доломитами. В сторону бортового уступа Прикаспийской впадины в разрезе появляются прослой сульфатов.. На восток и запад в сторону выступов фундамента разрез обогащается органогенными, органогенно-обломочными фораминиферо-водорослевыми, криноидно-водорослевыми известняками. Мощность отложений при этом возрастает на 100-150 м.

Терригенные верейские отложения в восточном направлении переходят в терригенно-карбонатные, каширские глинистые доломиты - в водорослевые известняки.

На визейско-башкирской террасе среднекаменноугольные отложения присутствуют лишь в объеме верейского и башкирского горизонтов. При этом, с запада на восток и с севера на юг (в сторону бровки) мощность верейских отложений сокращается со 130 м (скв. 8, Ветелкинская) до единиц метров. В разрезах Январцевской и Бурлинской площадей этих отложений нет. В пределах последней нет и башкирских отложений. Здесь отмечается несогласное залегание нижнепермских пород на серпуховские.

По верхнему карбону с запада на восток мощность отложений увеличивается со 150-200 до 370 м в Бузулукском прогибе (скв. 100 Соболевская), где разрез представлен доломитами с прослойми ангидритов и известняков. В сторону Оренбургского и Клинцовского выступов разрез обогащается органогенными известняками. В скв. 306 Оренбургской встречены линзы биогермных известняков $\angle 1 \angle$. В прибрежной зоне, на Таплинской и Чинаревской площадях, в пределах визейско-башкирской террасы верхне-каменноугольных отложений нет.

Рассматриваемые структурные уровни отражены и в карбонатных отложениях нижней перми. В Бузулукском прогибе их мощность возрастает в 1,5-2 раза, достигая 700 м. Разрез представлен доломитами с прослойми известняков и сульфатов, переходящих в сторону выступов фундамента и, особенно, нижнепермского бортового уступа, в органогенные известняки, часто содержащие биогермные разности пород. В пределах визейско-башкирской террасы мощность нижнепермских отложений сокращается до 450 м.

(скв. З Павловская) и до первых десятков метров у бровки террасы. Породы приобретают глубоководный облик, представлены чередующимися темными микрослойчатыми кремнистыми доломитами и светлыми биоморфно-детритовыми органогенно-обломочными мелководными известняками и вторичными доломитами (скв. 12 Январевская, скв. 2,3 Бурлинские). Смешанная фауна нижнекаменноугольного и нижнепермского возрастов, различная окатанность мелководных пород – основание для классификации их как переотложенных шлейфовых, продукта размыва каменноугольных и, вероятно, нижнепермских пород на шельфе и его склонах. В верхней части разреза (скв. 12 Январевская) залегает пачка (85 м) биохемогенных доломитов глубоководного облика; в нижней части – пачка переотложенных органогенно-обломочных мелководных известняков. Исходя из этого, можно предположить развитие процессов размыва и переотложения на границе пермской и каменноугольной эпохи. Подобные участки размыва установлены и в районе бровки визейско-башкирского уступа, где нижнепермские породы залегают на серпуховских (скв. 1,2,3 Бурлинские). Выделенные структурные уровни достаточно четко фиксируются в фациально-стратиграфических соотношениях пермской галогенной толщи.

На внешнем обрамлении Прикаспийской впадины Бузулукский прогиб отражается сокращением мощности карбонатно-сульфатной толщи (с 220 до 110-50 м), ее обогащением хемогенными тонкослойистыми доломитами и глинистым материалом. Еще ярче эта направленность фиксируется на визейско-башкирской террасе. Мощность соленосной толщи в Бузулукском прогибе увеличивается в основном за счет появления в ее основании волгоградской соли (e_2) мощностью до 240 м и разрастанием мощности (на 150-200 м) перекрывающей балыклейской (f) ритмопачки (рис. I). На визейско-башкирской террасе эта направленность подчеркивается появлением в нижней части волгоградской соли терригенных глубоководных пород (скв. З Рожковская). Ниже визейско-башкирской террасы подобные соотношения сохраняются (скв. 1, 2 Дьяковские).

Верхнепермская соленосная толща развита только в Бузулукском прогибе, в последнее время доказано, что она есть и в Прикаспийской впадине, на территории которой уфимская и казан-

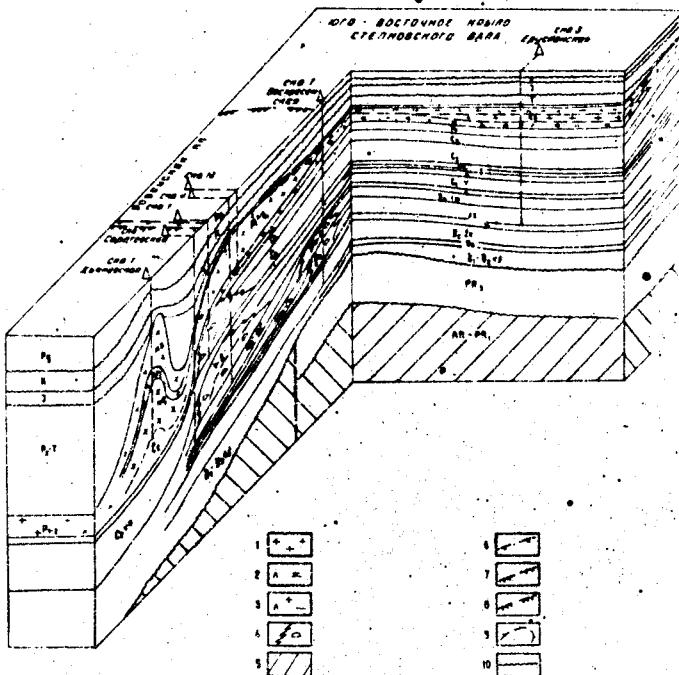
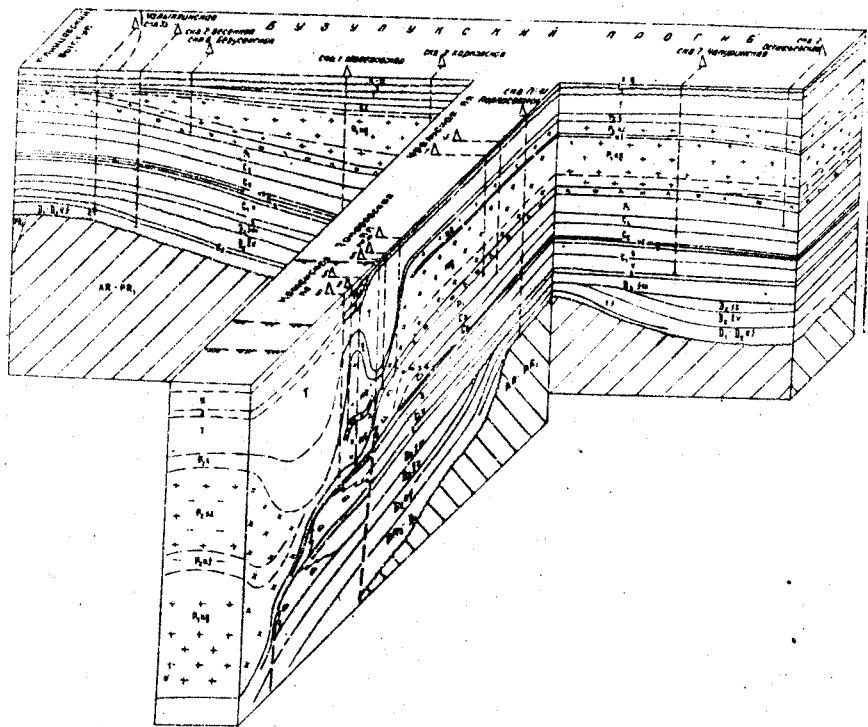
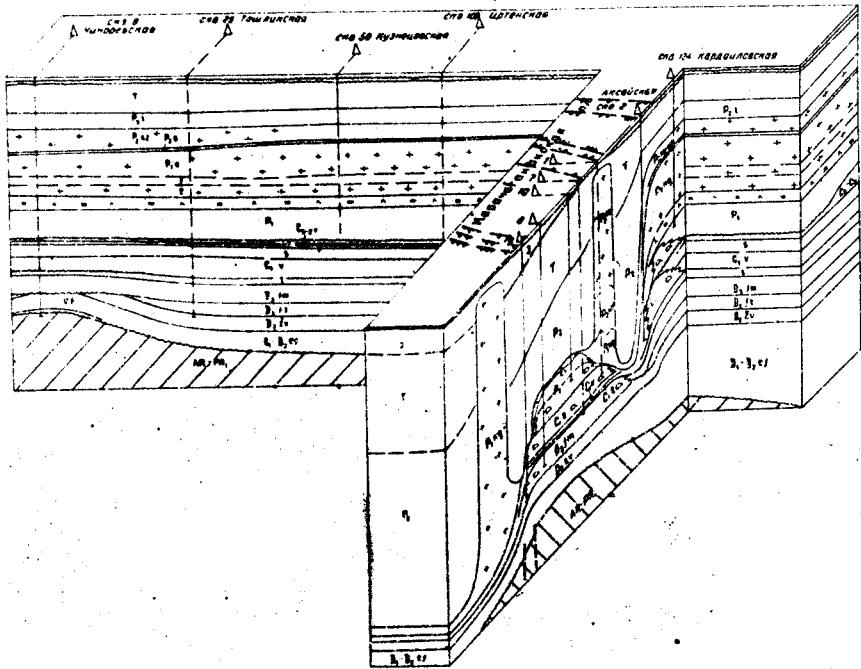


Рис. I. Блок-диаграмма геологического строения северо-западной и северной бортовых частей Прикаспийской впадины. 1 - соленоносная толща; 2 - карбонатно-сульфатная толща; 3 - терригено-сульфатная толща; 4 - рифогенные постройки; 5 - породы фундамента. Карбонатные уступы: 6 - нижнепермский; 7 - визейско-башкирский; 8 - фаменско-турнейский; 9 - границы тектонических структур; 10 - основные стратиграфические несогласия





ская соленосные толщи значительно обогащаются терригенно-сульфатным красноцветным материалом.

Межсолевая калиновская свита, из которой получены промышленные притоки углеводородов на Каменской площади, на склонах выступов фундамента имеет карбонатно-сульфатный (Саратовская область) или сульфатно-терригенный (Оренбургская область) составы пород. В Бузулукском прогибе она представлена доломитами. В его бортовой зоне разрез свиты обогащен биогермными известняками (Перелюбская площадь).

На визейско-башкирской террасе разрез приобретает более глубоководный облик, а южнее ее (Линевская, Карабаганакская, Дьяковская площади) карбонатные породы замещаются соленосно-сульфатно-терригенными образованиями.

Таким образом, следует отметить, что каждый из рассмотренных современных структурных уровней отражается на изменении мощности, состава и стратиграфической полноты каменноугольных и пермских разрезов, в целом отражая последовательность изменения условий осадконакопления в сторону углубления от Клинцовского, Степновского, Оренбургского выступов фундамента в Бузулукский прогиб, затем на визейско-башкирскую террасу и в Прикаспийскую впадину.

До сих пор не выяснены до конца геологические события на рубеже перми и карбона на визейско-башкирской террасе и близлежащей территории. С позиций преобладающих сейчас моделей формирования Прикаспийской впадины: инверсионной и депрессионной, трактовка событий может быть различной.

По первой модели территория террасы испытывала кратковременный подъем, а затем опускание, что могло привести к размытию каменноугольных отложений и накоплению в последующем относительно глубоководных нижнепермских отложений.

По второй модели отсутствующие в разрезе отложения должны выделяться в составе депрессионной подсолевой толщи. Полученные в последние годы палеонтологические данные по Саратовскому (скв. I Тимофеевская, скв. I Владимировская), по Волгоградскому (скв. I Упражонская) и Уральскому (Дарьинская, Восточно-Бетелкинская, Бурлинская площади) участкам все в большей мере сужают, а иногда и исключают возможность выделения в подсоле-

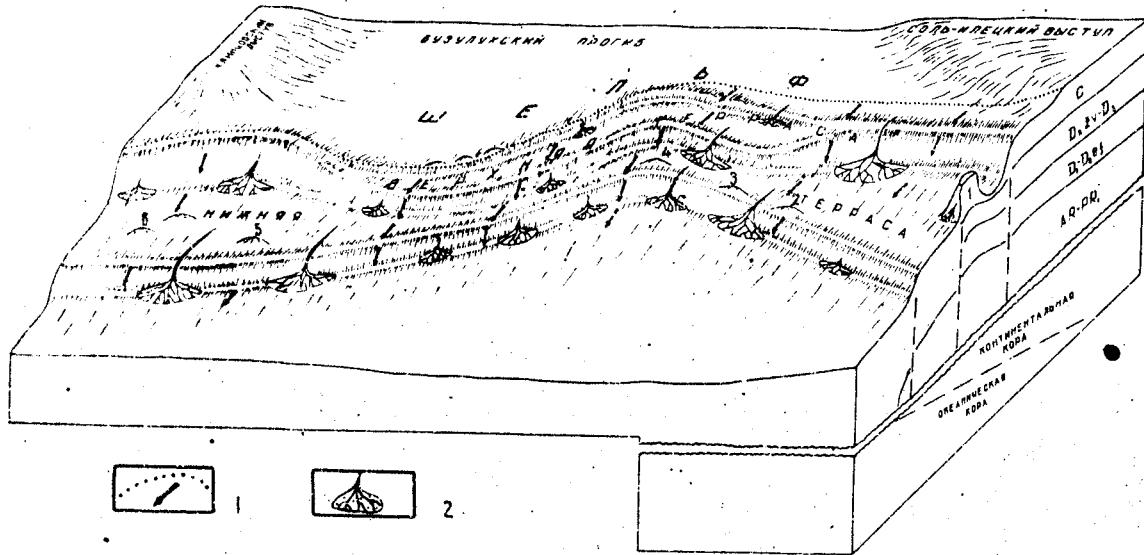


Рис. 2. Схема строения шельфового склона на предпермское время. Северный борт Прикаспийской впадины. 1 - терригрия неустойчивого осадконакопления и направления сноса; 2 - конус выноса. Подсоловые поднятия: 1 - Каракаганакское; 2 - Северо-Уральское; 3 - Утвинское; 4 - Федоровское; 5 - Кузнецкое; 6 - Алтатинская группа поднятий

вой депрессионной толще каменноугольных и частично нижнепермских отложений.

По мнению авторов вполне вероятен иной вариант интерпретации событий. В пределах приплатформенной части Прикаспийской впадины существовал шельфовый склон, имеющий сложное строение. В северной бортовой зоне в верхней части склона существовал уступ, соответствующий визейско-башкирской террасе (рис. 2). В подножии склона можно предполагать существование второй ступени. Последняя проведена по границе достоверного прослеживания сейсмических горизонтов Π_1 и Π_2 (изогипсы 7-7,5 км) и по началу кругого погружения фундамента (изогипса 12 км). Подножию склона соответствует зона выклинивания континентальной коры, что характерно для континентальных склонов. Исходя из существующих представлений об условиях осадконакопления на современных и древних шельфовых склонах [2, 3], можно говорить о склоновой части как о зоне неустойчивого осадконакопления. Повышенная энергия рельефа, проявление контурных подводных течений способствовали переработке, транспортировке и перестлаживанию как осадочного вещества, так и пород. Концентрация и захоронение материала могли происходить на выположенных или прогнутых частях ступеней или в подножии склона. Один из определяющих факторов распределения материала - начавшаяся в конце московского времени трангрессия, приведшая к смене терригенного осадконакопления на карбонатное. Повышение уровня вод способствовало снижению интенсивности размыва осадков и пород и сокращению объема переотлагаемого материала. Это облегчало процессам подводной эрозии и гравитационной денудации перераспределение осадочного вещества и развитие на склоновой части шельфа перерывов в осадконакоплении и размывов. Начавшаяся в раннепермское время стабилизация уровня вод, а затем регрессия (смена карбонатного осадконакопления на галогенное) привели к снижению уровня вод и усилию интенсивного размыва и переотложения осадочного материала шельфа и его склоновой части. Преобладание привноса осадочного материала над его перераспределением могло привести к накоплению на террасах склона и у его подножия переотложенных мелководных образований среди глубоководных пород. Именно такие типы разрезов вскрыты в последние годы во

внутренней части Прикаспийской впадины (Дарьинская, Бурлинская, Тимофеевская, Упрямовская площади).

Итак, можно сделать выводы:

1. Рассмотренные структурные уровни существовали и в палеоплане, в каменноугольное и пермское время, что отразилось на изменении состава, мощности отложений и стратиграфических соотношениях.

2. Предлагаемая модель седиментации на рубеже пермской и каменноугольной эпох предполагает накопление на выложенных участках склона и у его подножия переотложенных мелководных и вполне возможно с высокими коллекторскими свойствами пород, которые при благоприятных структурных условиях могут формировать ловушки для скопления углеводородов.

3. Калиновская свита в карбонатной фации в пределах соляно-купольной части Прикаспийской впадины развита только в пределах визейско-башкирской террасы, представляющей в палеоплане промежуточную ступень между внешней и внутренней частями Прикаспийской впадины. Далее развит соленосно-терригенный тип разреза. Это делает поиск месторождений типа Каменского более целенаправленным.

4. Установление в составе соляных куполов разновозрастных соленосных толщ нижней и верхней перми имеет не только теоретическое, но и практическое значение для восстановления модели формирования Прикаспийской впадины. Различия в вещественном составе толщ позволяют установить их положение в соляных грядах и куполах по данным сейсморазведки, что имеет важное значение для прогноза скоростных и плотностных параметров пород, интервалов смятия колонн и рапопроявлений, характерных для нижнепермской соли.

Литература

I. Жиденко Е.А., Ярошенко А.В. Литофацальные особенности и условия формирования подсолевых палеозойских отложений северо-восточной части Прикаспийской синеклизы // Подсоленой палеозой северо-востока Прикаспийской винеклизы: Тр. МГИХ и ГИ. - М., 1981. - Вып.157.- С.20-45.

2. Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. - М.: Недра, 1988.

3. Романовский С.И. Физическая седиментология. - Л.: Недра, 1988.

Н.Г.Матлошинский

(ПО "Уральскнефтегазгеология")

УДК (551.7.02:551.73):552.54

КОРРЕЛЯЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
СЕВЕРНОЙ БОРТОВОЙ ЗОНЫ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВЛАДИНЫ
(по геофизическим исследованиям скважин)

Северная бортовая зона Прикаспийской впадины по подсоленным палеозойским карбонатным отложениям – это протяженная полоса сочленения мелководных карбонатных (толщиной 2-2,5 км) и депрессионных глубоководных отложений (толщиной 0,1-0,2 км). Сочленение сопровождается развитием рифовых барьерных бортовых уступов верхнедевонско-турнейского, визейско-башкирского и московско-артинского карбонатных комплексов, которые относительно друг друга занимают, в основном, трангрессивное положение. Южнее полосы уступов, во внутренней прибрежной части, располагается локальная Карабагананская (высотой 1,6 км) и предполагаются другие локальные органогенные постройки.

Разнообразие фациальных обстановок и значительная изменчивость морфологии синхронных поверхностей, сопровождающие эти перепады толщин, высокая минерализация пластовых вод, использование при бурении высокоминерализованных соль-гелевых буровых растворов ведет к тому, что хорошо зарекомендовавшие себя для палеозойских отложений юго-востока Восточно-Европейской платформы $\text{Г}3$, $\text{Г}4$ способы корреляции разрезов скважин по электрическому каротажу (ЭК) и кризым естественной поляризации (КС) здесь малоэффективны. С одной стороны, это обусловлено значительными изменениями, даже на коротких расстояниях, коллекторских свойств пород, что сопровождается резкой изменчи-

востью их электрической характеристики, резкими колебаниями толщин одновозрастных отложений, с другой, невозможностью качественной записи кривой ПС в высокоминерализованных буровых растворах. Кроме этого, низкая освещенность разрезов керном, трудности с наличием и сохранностью руководящей фауны делают очевидной необходимость дальнейшей разработки вопросов корреляции отложений по геофизическим исследованиям, в частности применения для этих целей кривых радиоактивного каротажа (РК).

В карбонатных разрезах практически только кривые гамма-каротажа (ГК) не зависят ни от коллекторских свойств, ни от флюидонасыщенности пород. Они характеризуются невысоким фоном (до 2 мкр/ч), на котором выделяются аномалии, иногда довольно обширные, интенсивностью 10-16 мкр/ч и более. Часть этих аномалий связана с глинизацией разрезов, природа других, очевидно, обусловлена различными факторами. Кривые нейтронного гамма-каротажа (НГК) характеризуются, как правило, достаточно высокой расчлененностью, обусловленной, главным образом, различной величиной пористости или различным содержанием глинистой примеси. В целом кривые РК можно взять за основу выделения трансгрессивных (аргиллиты или плотные карбонатные породы) и регressiveных (безглинистые или высокопористые известняки и доломиты) элементов ритмов, что составило бы надежную основу корреляции разрезов.

В западной части района в основании карбонатных комплексов к северу от бортовых уступов (внешняя прибортовая зона) выделяются горизонты аргиллитов малиновско-бобриковского и ветеринского возрастов, которые образуют опорную реперную систему, расчленяющую карбонатную толщу на три указанных выше комплекса. Горизонты аргиллитов вверх по разрезу, как правило, перекрываются карбонатными породами в различной степени обогащенными глинистым материалом, что дает возможность проследить в этой части разрезов карбонатных отложений, занимающей до 30 % их общего объема, ритмы различного ранга и строго стратифицировать разрез.

В безглинистых карбонатных разрезах, занимающих более 70 % объема, и в восточной части района, где терригенные породы сменяются карбонатными, римостратиграфическое расчленение затруднено фациальной изменчивостью и вторичными пресобразова-

ниями. В этих условиях, как показывает опыт, наиболее надежно прослеживаются единовременные пачки по кривым ГК.

Материалы по северной бортовой зоне свидетельствуют о том, что гамма-аномалии в карбонатной толще имеют различную природу. Идентификация аномалий, связанных с примесью глинистой компоненты, по данным РК обычно особых затруднений не вызывает. Значительно труднее установить седиментационную природу аномалий, не связанных с глинистостью, которые можно использовать для корреляции разрезов.

Известно, что радиоактивность карбонатных отложений обусловлена преимущественно ураном (64-75 %), вклад тория и калия составляет 12-22 % и 13-14 % соответственно [5]. Имеющиеся определения по керну из отложений северной бортовой зоны свидетельствуют о близком к указанному содержании гамма-активных элементов: уран - 70 %, торий - 21 %, калий ~ 9 % (в среднем).

Согласно литературным данным [1], уран в бассейне карбонатной седиментации находится в растворенном состоянии вследствие высоких концентраций карбонатного и бикарбонатного ионов. Его осаждению способствует, в основном, длительное пребывание глинистых частиц в форме гидрозолей или восстановительная сбстановка, созданная при разложении органики [1, 5].

К аномалиям ГК, связанным с седиментацией, можно отнести региональную аномалию величиной до 10 мкр/ч в верхней части пермской карбонатной толщи. Сопоставление величины ГК с содержанием нерастворимого остатка (НО), колеблющегося от долей до 9 % при среднем 1-2 %, указывает на наличие между этими параметрами достаточно тесной связи с коэффициентом корреляции 0,75. Эта связь менее тесная по Карабаганакскому пермскому массиву, что, очевидно, можно объяснить увеличением НО за счет тяжелой части углеводородов, остающейся в пустотном пространстве, поскольку разброс точек увеличивается с ростом пористости. Сколь-нибудь значимой связи между содержанием Сорг, отражающим битуминозность пород, и величиной ГК не зафиксировано.

На основе этих данных можно связать образование региональной гамма-аномалии в верхней части пермских отложений с осаждением радиоактивных элементов (в первую очередь урана) тонкодисперсными глинистыми частицами. Относительное их накопление могло быть обусловлено прогрессирующим засалением бассейна,

которое не только снижало темпы карбонатонакопления, но и способствовало образованию гидроволей. Не случайно во внешней прибрежной зоне (мелководный шельф) отложения в пределах аномалии датируются артинским веком, а в зоне бортового уступа аномалия прослежена только в верхней части яруса.

Используя для корреляции разрезов кривые ГК удалось более детально расчленить продуктивную толщу Караганакского месторождения [27]. Наряду с повсеместным повышением ГК в верхней части артинского яруса в некоторых скважинах месторождения прослежен характерный двойной гамма-репер, приуроченный к прикровельной части ассыльского яруса. Обширная гамма-аномалия толщиной до 260 м и показания ГК до 12 мкр/ч прослежены в отложениях серпуховского яруса в краевых частях Караганакской органогенной постройки. В сводовой части эта аномалия сокращается по толщине в два и более раз.

Характерно для аномалии ГК серпуховского яруса отсутствие связи между показаниями ГК и содержанием НО, которое здесь не превышает первых процентов. Наряду с этим, неравномерное содержание доломита (0-40 %) не позволяет связывать эту аномалию с доломитизацией пород. Кроме того, повышение показаний ГК нельзя объяснить биогермным составом толщи, поскольку аналогичные водорослевые биогермные отложения выше и ниже репера характеризуются фоновыми показаниями ГК.

Несмотря на неясную природу описываемой аномалии ГК, седиментационное ее происхождение, наряду с повсеместным развитием и сходством кривых ГК, подтверждается еще и тем, что область увеличения толщин соответствует зоне расширения органогенной постройки по латерали за счет наращивания краевых частей в серпуховское время.

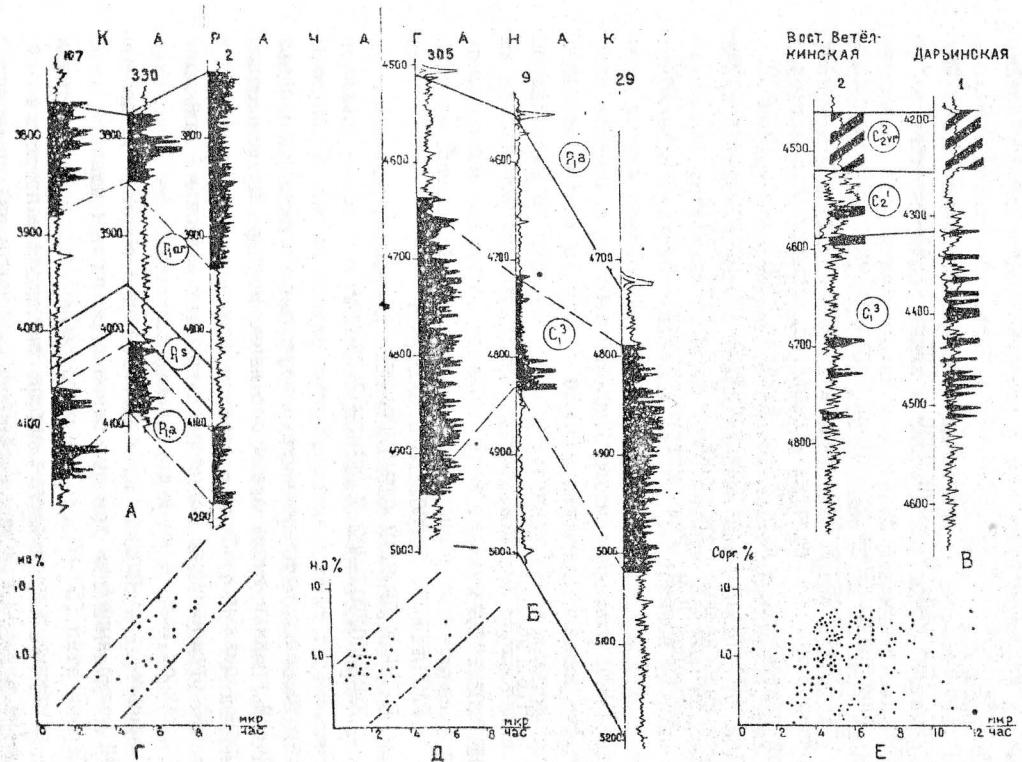
В пределах северной бортовой зоны широко распространены и аномалии ГК, вероятно, вторичного происхождения; к таким в первую очередь относится аномалия на границе серпуховского и вязейского ярусов (интервал 4090-4145 м) в скв. №3 Рожковская с показаниями ГК, которые во времени менялись от 30 до более 100 мкр/ч. Повышение показаний при снижении плотности бурового раствора, наряду с прослеживаемым здесь стратиграфическим несогласием, дает основание связывать эту аномалию с зоной текtonического нарушения.

Сходная аномалия с показаниями ГК до 75 мкр/ч выявлена в нижнепермских карбонатных отложениях в разрезе скв. П-42 Цыгановская (интервал 3672-3708 м). Согласно анализам керна она обусловлена, в основном, ураном (90-94 %). Содержание титана и калия не превышает 10 %. Положение скважины на склоне московско-артинского бортового уступа, пространственно приуроченного к южной оконечности Карповского выступа фундамента, где развитие тектонических нарушений обосновано сейсмическими и геологическими материалами, также позволяет связывать эту аномалию с зоной тектонического нарушения.

Характерная особенность описанных выше аномалий - приуроченность повышенной гамма-активности к ряду тонких прослоев, которые резко выделяются на фоне низкой активности вмещающих отложений. Такое же строение имеют аномалии величиной до 20 мкр/ч в верхней части визейско-башкирской карбонатной толщи, выявленные в скважинах Дарьинской, Восточно-Ветелкинской и Бурлинской площадей. Они, как правило, сопровождаются размызами стволов скважин, что косвенно свидетельствует о повышенной трещиноватости отложений (рис.).

Таким образом, по кривым ГК можно различать в разрезах скважин вторичные аномалии и возникшие в процессе седиментации (имеющие стратиграфическое значение). Признаками последних является невысокая интенсивность, сходство по рисунку кривых, прослеживаемость по площади, связь с определенным набором радиоактивных элементов и теми или иными особенностями седimentации. Использование кривых РК и в особенности ГК для корреляции разрезов карбонатных отложений северной бортовой зоны, на наш взгляд, существенно может повысить уровень представлений об их строении.

Корреляция разрезов северной бортовой зоны Прикаспийской впадины по гамма-каротажу. А - корреляция нижнепермских карбонатных отложений Караганакского месторождения; Б - гамма-аномалия в серпуховских отложениях Караганакского месторождения; В - гамма-аномалии в верхней части визейско-башкирской карбонатной толщи в отдельных скважинах Восточно-Ветелкинской и Дарьинской площадей; связь содержания нерастворимого остатка и величин гамма-показаний пермских карбонатных отложений: западной части района (Г), Караганакского месторождения (Д); Е - соотношение содержания Сор₂ и величины гамма-показаний



Литература

1. Белл Г. Уран в хемогенных осадочных породах и эвапоритах // Мирное использование атомной энергии. Объединенные нации. - М.: Госгеолтехиздат, 1958. - Т. 6. - С. 603-608.
2. Геология и нефтегазоносность Караганакского месторождения / Под ред. Ю.С. Кононова - Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1988.
3. Каменноугольные отложения западной части Северокаспийского нефтегазоносного бассейна / Э.А. Парсаданова, Ю.М. Берлин, И.Н. Сролова и др. // Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы. - Л.: Гостоптехиздат, 1963. - С. 182-222.
4. Кинзикеев А.Р. Методы комплексного исследования нефтеносности карбонатных отложений. - М.: Недра, 1972.
5. Ларионов В.В. Радиометрия скважин. - М.: Недра, 1969.

Н.Б. Гибшман (МИНГ), Л.З. Ахметшина (КазНИГРИ)

УДК 551.7.02:551.73

РАСЧЛЕНЕНИЕ ПОДСОЛЕВОГО ПАЛЕОЗОЯ
В СВЕТЕ ПРОБЛЕМ СТРАТИГРАФИИ
КАМЕННОУГОЛЬНОЙ И ПЕРМСКОЙ СИСТЕМ

Широко распространенные каменноугольные отложения в Прикаспийской впадине имеют преимущественно морское происхождение, разнофациальный облик и сложное строение. Они входят в состав нефтегазоносного комплекса верхнего палеозоя, залегают на глубинах от 2 до 4 км и достигают мощности более 2 км.

С современных позиций в ходе изучения каменноугольных отложений можно выделить три существенно различных этапа.

Первый этап (50-60 гг. прошлого, 40-50 гг. нашего столетия) - описание и расчленение верхнекаменноугольных отложений и принятие верхней границы карбона в основании швагериновых слоев.

Второй этап (1950–1970 гг.) – постановка глубокого бурения с целью поисков залежей углеводородов по обрамлению впадины, который завершился открытием промышленных месторождений (Кенкияк, Тортай, Астраханское, Западно-Тепловское), подтвердивших перспективы осадочного комплекса палеозоя и каменноугольных отложений в том числе. Был спределен стратиграфический объем отложений карбона, проведено их расчленение, выявлено соотношение терригенных и карбонатных пород, установлено несколько стратиграфических несогласий различной амплитуды и, очевидно, природы. Одно из них крупное – на границе каменноугольной и пермской систем и несколько более мелких – в кровле башкирского и внутри московского ярусов.

Наряду с изучением биостратиграфии каменноугольных отложений в Прикаспии велись геофизические исследования по выявлению глубинной тектоники региона. Существенное влияние на ход геолого-разведочных работ оказала модель "рифогенной природы бортового уступа Прикаспийской синеклизы". По этой модели Прикаспийская впадина в верхнем палеозое рассматривалась как замкнутый нефтегазоносный бассейн с широким развитием мощных рифогенных образований по периферии. Во внутренней части впадины их замещали маломощные глубоководные (депрессионные) сбрасывания. В первоначальном варианте, согласно этой модели, вся геологическая история Прикаспийской впадины сводилась к чепрерывному прогибанию.

Для подтверждения этой модели по материалам скважин использовались разрезы с резко сокращенной мощностью карбонатных отложений. В них на основе интерпретации данных геофизических исследований скважин выделялись стратиграфические аналоги всех подразделений, установленных в полных непрерывных разрезах, но в принципиально иных депрессионных фациях. Вся территория Прикаспийской впадины была представлена в виде кольцеобразной структуры. В ее пределах выделены внутренняя депрессия и бортовые зоны, которые подразделялись на внешнюю и внутреннюю подзоны. Эти элементы различались фациями, мощностями, но были идентичны по стратиграфической полноте.

Решение возникших проблем возможно на основе детального биостратиграфического расчленения на базе фораминифер, конодонт, остракод, миоспор и других органических остатков. Биостратигра-

фические исследования приобретают самостоятельный направленный характер - это современный третий этап изучения каменноугольных отложений. Принципиальное отличие современного этапа - решение биостратиграфических исследований на базе общих проблем стратиграфии с позиции единого геологического тела регионального простирания.

Общие проблемы стратиграфии карбона сводятся к следующему:

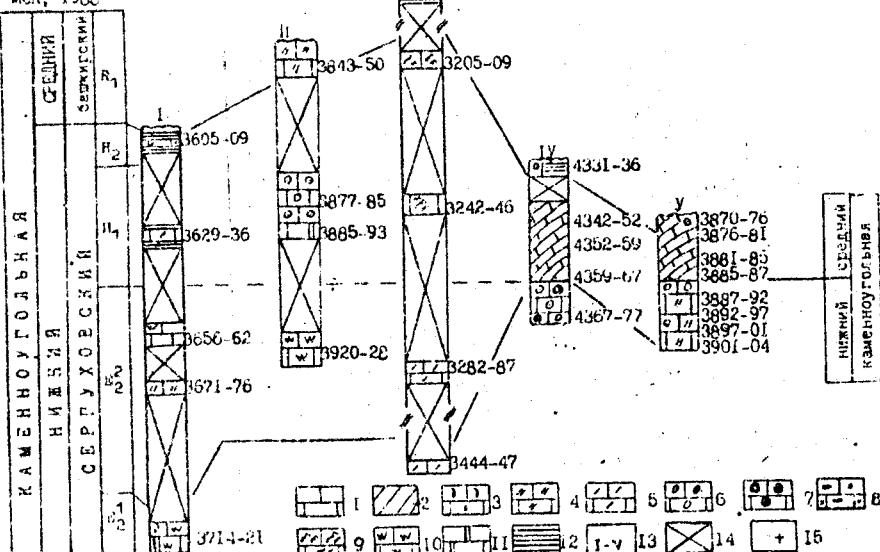
1. Нижняя граница карбона, совпадающая с границей девонской и каменноугольных систем, решением расширенного пленума комиссий Межведомственного стратиграфического комитета (Минск, 14-19 апреля 1986 г.) рекомендована в основании слоев с *Acutitifoceras prorsum*. Она будет проходить между генозонами *Wocklumericia* и *Gattendorfia*. Этот уровень близок к уровню, рекомендованному международной рабочей группой по границе девона и карбона в 1979 г. При практической работе с разрезами Прикаспийской синеклизы эта граница будет проходить между за- волжским и малевским горизонтами и прослежена на материале скважин северной бортовой зоны.

2. Верхняя граница нижнего карбона на территории СССР принята в кровле генозоны аммонидей *Nomoseras* и проводится в соответствии со схемой карбона Русской платформы, между западью-бинским и востнесенским горизонтами. Однако на международном геологическом конгрессе в Испании (Мадрид, 1983 г.) был рекомендован уровень границы, соответствующий подошве зоны *Nomoseras* (Lane et al. (1984. г.). Этот уровень границы имеет сторонников среди исследователей Советского Союза [4, 5]. На конкретных разрезах Прикаспийской синеклизы этот вариант показан на рис. I.

3. Верхняя граница карбона, совпадающая с границей каменноугольной и пермской систем, решением Межведомственного стратиграфического комитета проводится в кровле фузулинидовой зоны *Daikina sckensis*. Эта проблема на сегодняшний день остается спорной и изучена только на материалах Прикаспийской синеклизы [2, 3]. На материалах Прикаспия решаются вопросы границ между

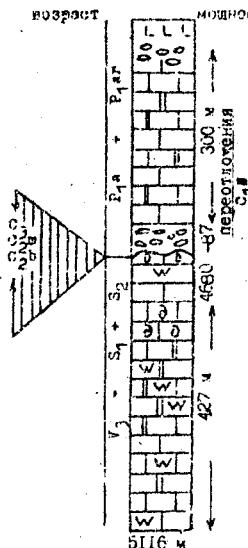
Рис. I. Корреляция разрезов пограничных отложений нижнего-среднего карбона. 1-9 - известники; 2 - биогермные, 3 - органогенно-петритовые, 4 - цетриговые, 5 - шламовые, 6 - осолитовые, 7 - синколитовые, 8 - конгломераты, 9 - фораминиферово-водорослевые, 10 - перекристаллизованные, 11 - доломиты, 12 - аргиллиты, 13 - скважины: I - Манатан б, II - Синельниковская Г-6, III - Южно-Эмбанская 13, IV - Кенкияк 115, V - Павловская П-3, 14 - керн отсутствует, 15 - интервал керна и образцы

МСК, 1988



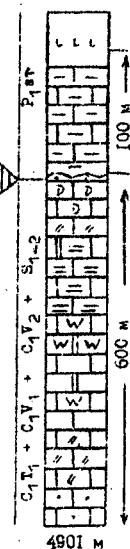
I. Несогласие, фиксированное конгломератом и переотложением

Январевская,
окв. II-12



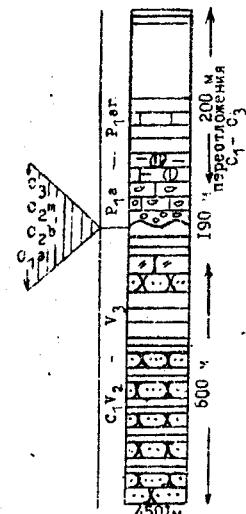
II. Скрытое несогласие, фиксируемое палеонтологически контактом контрастных карбонатных пород

Бурлинская, скв. II-23



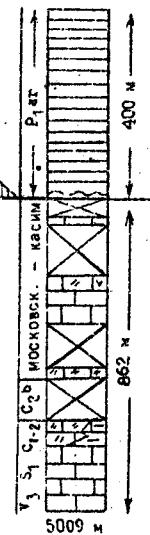
III. Явное несогласие, фиксированное конгломератом и переотложением

Локтыбай,
скв. 14



IV. Явное и предполагаемое несогласия

Джынгизтобе,
скв. II-1



турнейским и визейским ярусами, внутриярусного расщепления визе в нижнем карбоне, объема среднего карбона и др.

Корректное понимание границы девона-карбона и нижнего-среднего карбона имеет принципиально важное значение при выявлении структур, перспективных для поисков углеводородов. На границе девон-карбон этой поверхности соответствует контакт продуктивных отложений фаменского яруса (включая заволжский горизонт) верхнего девона с плотными породами нижнего турне (малевский, утинский горизонты). На границе нижнего-среднего карбона прослеживается поверхность (кровля серпуховского яруса), являющаяся одним из немногих уровней, который может использоваться в качестве опорного для поправок на стратиграфические несогласия при выявлении унаследованных структур.

Разрезы карбона Прикаспийской синеклизы, изученные авторами в разные годы, дают важную и интересную информацию и являются по-своему уникальными. Из всего разнообразия выбраны скв. Г-12 Январцевская, П-23 Бурлинская, 14 Локтыбай, I Бактыгарын, П-1 Южный Сазтобе, расположенные в различных фациальных зонах, керновый материал отбирался непрерывно на границе основных геологических событий, сформировавших современную структуру карбона, это дало возможность на надежной палеонтологической основе определить стратиграфическое несогласие и его амплитуду и показать его сложную природу. Каждая из рассмотренных скважин (рис.2) дает различную информацию о степени выраженности стратиграфического несогласия на границе карбон-нижняя пермь.

Скв. П-12 Январцевская отражает явное несогласие, фиксирующееся конгломератом и переотложением $\angle 1\angle$. Скв. П-23 Бурлинская отражает скрытое несогласие, фиксируемое контактом контрастных карбонатных пород, разновозрастность которых доказана палеонтологически $\angle 3\angle$. Скв. П-14 Локтыбай палеонтологически обосновывает несогласное залегание ассельских терригенных пород с присутствием конгломератов и вторичных обломочных известняков на терригенные породы нижнего карбона. Скв. Г-1 Бактыгарын впервые в пределах восточной прибрежной зоны вскрыты карбонатные отложения девонского возраста. Палеонтологически доказано

Рис. 2. Конкретные разрезы и реконструкция событий, сформировавших структуру подголевого палеозоя (восточный сектор Прикаспийской синеклизы)

наличие высокоамплитудного стратиграфического несогласия между пермью и карбоном, карбоном и девоном. Скв. П-1 Ожный Сазебе фиксирует стратиграфическое несогласие на контакте касимовского яруса верхнего карбона и артинского яруса нижней перми.

По этим данным независимо от принадлежности структур к различным структурно-фаунистическим зонам восточного сектора Прикаспийской синеклизы можно сделать выводы:

основные геологические события, сформировавшие современный облик каменноугольных отложений, происходили в средне-позднекаменноугольное время и имели сложный характер;

наименее нарушенной является поверхность раннего карбона.

Для разрезов Прикаспийской впадины характерно развитие стратиграфических несогласий различной амплитуды и генезиса. Среди них выделяются высокоамплитудные несогласия, которые фиксируются на границе каменноугольной и пермской систем, имеют сложную природу, нередко они сопровождаются выпадением из разреза большей части среднего и верхнего карбона. Столь высокая амплитуда скрывает истинную природу их происхождения, предполагает наличие как размыва конседиментационного и постседиментационного характера, так и участкового накопления. Пример таких разрезов - скв. П-9 Чинаревская, П-12 Январевская, П-14 Лектыбай, П-21 Карагульельды и др. Затем выделяется группа несогласий, выраженная отсутствием яруса или его части. Подобные несогласия зафиксированы в скважинах на структурах Кенкияк, Урихтау, Кожасай, Жанажол и в скважинах северного борта, в которых наряду с высокоамплитудными стратиграфическими несогласиями прослеживаются несогласия, амплитуда которых меньше яруса. Такое несогласие прослежено внутри среднегорного яруса на границе башкирского и московского ярусов и сопровождается выпадением из разреза большей части башкирского яруса. Незначительное стратиграфическое несогласие меньше горизонта следится на границе нижнего и среднего карбона, оно отмечается неповсеместным присутствием вознесенского горизонта. Причина этих стратиграфических несогласий отчасти связана с тектонической активностью. На территории, изученной бурением, не найдено следов некомпенсированного осадконакопления.

Как было показано выше, наиболее высокоамплитудное сложное по природе и генезису и по распознаваемости – стратиграфическое несогласие на границе каменноугольной и пермской систем. Оно позволяет выделить самостоятельные каменноугольную и пермскую формации, граница между которыми соответствует стратиграфическому несогласию.

Каменноугольная формация наиболее сложная. По развитию принципиально различных стратиграфических несогласий, свойственных для карбона, она обособляется на нижне-, средне- и верхнекаменноугольные подформации. Нижнекаменноугольная подформация обособляется по стабильному тектоническому режиму и характеризуется членением по латерали на карбонатную (северная бортовая зона) и терригенную (восточная и юго-восточная зоны борта) и однородностью во времени, что отражается в стратиграфической полноте разрезов нижнего карбона, а имеющиеся незначительные перерывы осадконакопления синхронны тектоническим движениям Русской плиты. Средне- и позднекаменноугольные подформации являются наиболее сложными, так как их членение возможно как по времени, так и по латерали и, если ее проводить по стратиграфическим несогласиям, можно выделять башкирскую, московскую, касимовскую и гжельскую. Их сравнение показывает, что активизация во времени шла от башкирского века к московскому и далее к верхнекаменноугольному.

Пермская формация в какой-то степени аналогична нижнекаменноугольной, она стабильна в тектоническом отношении, однородна по времени, но ее членение очень сложное: по условиям осадконакопления от карбонатной (от рифогенных, отраженных в различии мощностей, до относительно глубоководных) до терригенной (от глинистых до грубых ислас). Эта сложность была предопределена каменноугольной предысторией.

Таким образом, степень биостратиграфической изученности подсоловых отложений достаточно высока, на этой основе и следует проводить реконструкцию структуры (строения, природы) Прикаспийского нефтегазоносного бассейна. Принципиально важная проблема, связанная с развитием резко контрастных по мощности карбонатных отложений и разногласия между биостратиграфической и геофизическими методами в трактовке причин этих данных решается в пользу биостратиграфических методов исследований. Одна-

ко неравномерная разбуренность территории, чаще фрагментарный отбор керна создают большие трудности при биостратиграфическом расчленении нижнепермских, каменноугольных отложений и препятствуют региональному прослеживанию дробных подразделений, определению границ между ними и мощностей. Естественно, что многие вопросы еще остались нерешенными, либо только наметились.

Литература

1. Ахметшина Л.З., Гибшман Н.Б. Корреляция подсолевых отложений северной бортовой зоны Прикаспийской впадины. - Деп. КазНИГРИ. - № 2871, Ка-89. - 1989. - С. 44.
2. Ахметшина Л.З. Конодонты пограничных отложений карбона и перми восточной окраины Прикаспийской впадины // БМОИП, сер. геол. - 1990. - Т. 65. - Вып. I. - С. 80-88.
3. Гибшман Н.Б. Стратиграфия // Геология и нефтегазонность юго-востока Прикаспийской синеклизы (Западный Казахстан). - Алма-Ата: Наука, 1988. - С. 5-58.
4. Немировская Т.И. Конодонты нижней части башкирского яруса Донбасса / БМОИП, сер. геол.-1967. - Т.62. - Вып. 4. - С. 106-125.
5. Эйнор О.Л., Румянцева З.С. О границе нижнего и среднего карбона // БМОИП, сер. геол. - 1968. - Т. 63. - Вып. I. - С. 39-48.

А.Г.Калмыкова

(Актюбинское отделение КазНИГРИ)

УДК (561:581.33):551.735.1

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕВИЗЕЙСКИХ И СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОКА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Изучаемая территория расположена на стыке двух палеофаунтических областей - Европейской и Ангарской. Это усложняет выделение палинологических критериев, необходимых для страти-

графического расчленения осадочных толщ и корреляции с другими районами.

Опираясь на анализ развития и распространения карбоновых флор Евразии, проведенный С.В.Мейеном, можно констатировать следующее: в турне район входит в состав Евразийской флористической области; начиная с визе все более проявляется специфика казахстанской флоры, что послужило основанием для выделения особой Казахстанской провинции. Основное ядро визейской флоры здесь составляют евразийские растения, к которым уже добавляются местные казахстанские виды и растения, отмечается отсутствие некоторых типичных евразийских растений.

Из отложений скского надгоризонта выделено 2 комплекса: первый соответствует отложениям тульского горизонта, второй — нерасчлененной алексинско-михайловско-веневской толще.

Состав первого комплекса споровый. Выделен он в скважинах: Г-6 Башенколь, Г-3 Жанажол, Г-2 Кокасай ПС-1, Г-5 Жанатан, Г-14 Локтыбай, Г-4, Г-1 Торт科尔, Г-3 Николаевской. Он характеризуется преобладанием видов: *Granulatisporites piroformis* Ibr., *G. microgranifer* Ibr., *Leiotriletes subintortus* (Waltz.) Naum., *L. inermis* (Waltz.), *Acanthotriletes tenuisporites* Kedo., *Cyclogranisporites lasius* (Waltz.) Plauf., *Verruccisporites verrucosus* Ibr., *Perotriletes perinatus* Hugh. et Playf., *Lycospora pusilla* (Ibr.) Somers., *Cingulizonates bialatus* (Waltz.) Kedo., *Densosporites dentatus* (Waltz.) Pot. et Kr., *Euryzonotriletes macrodiscus* (Waltz.) Isch., *E. appendices* (Hacg. et Barss.) Byvsch., *Scabrosisporites pallidus* (Naum.) Tet., *Reticulatisporites reticulatus* Ibr.

Отличительная черта этого комплекса — преобладание мелких спор без оторочки (46 %). Довольно значительный процент плоскогубых спор *Lycospora pusilla* (15 %), сохраняется незначительное количество спор с широкой оторочкой (3,4 %), спорадически встречаются виды родов *Trilobozonotriletes*.

В общем комплекс спор, выделенный из разрезов скважин восточного борта Прикаспийской впадины, характеризуется той же последовательностью изменения спорового состава в стратиграфическом разрезе отложений, как и в отложениях тульского горизонта Саратовско-Волгоградского Поволжья, центральных районов Русской плиты.

Наблюдаются лишь некоторые отличия в составе комплексов.

Тульский возраст рассматриваемых отложений подтверждается фауной фораминифер, определенных Р.А.Ганелиной в скв. Г-1 Торт科尔 из интервала 3350–3345 м.

Второй комплекс, который соответствует нерасчлененным алексинско-михайловско-веневским отложениям, наиболее полно изучен в разрезах скв. П-2 Кожасай и Г-3 Жанажол. Мощность указанных отложений превышает 500 м.

Изученный комплекс при сопоставлении с соседней Волго-Уральской областью имеет много общего по составу, но отличается количественно. Так, например, *Lycospora pusilla* в Волго-Уральской области отмечено 30–40 %, в нашем 10–15 %, *Rotaspora knoxi* – соответственно – изобильно и единично.

В исследуемом комплексе увеличивается число гигромедофитных родов типа *Cyclogránisporites*, *Lophotriletes*, что сближает их с комплексом казахстанской провинции, также комплекс имеет общие черты с комплексом отложений окского надгоризонта центральных районов Русской плиты. Состав комплекса: *Calamospora microrugosa* (Ibr.), *S.,W.,B.*, *Apiculatisporites grumosus* (Ibr.) Pot. et Kr., *A. curvispinus* (Lub.) Isch., *Turrisporites piramiolatus* Lub., *T. sp.*, *Granulatisporites piriformis* Ibr., *Raistrickia macrura* Lub., *Schopfipollenites parvus* Ibr., *Remy-
sporites mirabilis* Lub., *Lycospora pusilla* (Ibr.) Somers., *Re-
ticulatisporites reticulatus* Ibr., *Camarozonotriletes* sp., *Ro-
taspora knoxi* Butt. et Will., *Crassispora ovalis*.

Подобный комплекс определен в скв. Г-1 Терескен в интервале 1818–1847 м. Из этого же интервала были найдены моллюски *Anthraconeilo olegieformis* Schul., определенные В.А.Муромцевой, которые распространены в отложениях верхнего визе Казахстана и Донбасса. Кроме того разрез скв. Г-2 Кожасай хорошо сопоставляется с разрезом скв. Г-3 Кожасай, в интервале 4066–4100 м И.И.Далматской по фораминиферам установлен окский надгоризонт визейского яруса.

Сердуховский ярус характеризуется общим спорово-пыльцевым комплексом, из-за недостатка фактического материала детально расчленить его на горизонты невозможно. Больше всего материала получено по разрезам скважин: Г-21 Карадулкельды; З Восточный Аккар; Г-1 Кожасай; Г-5, Г-7 Жанатан, Г-103 Жанатан-П; Г-3

Торт科尔; Г-І Жантай, причем в первых двух скважинах на терригенные отложения серпуховского яруса со стратиграфическим несогласием ложатся отложения докунгурской нижней перми. Комплекс имеет большое количество безоторочковых спор как кругло-ovalных, так и треугольных, и с разнообразной экзиной-шиповатой, гладкой, зернистой, покрытой гранулами, но к ним добавились и доминируют иные роды и виды, такие как *Arcuatispores*, *Ahrensisporites*, *Bellisporites*, много *Crassispora*, *Knoxispora* и т.д. Состав комплекса: *Calamospora microrugosa* (Ibr.) S., W. et B., *Acanthotriletes parvispinus* (Lub.) Kedo., *Lophotriletes verrucosus* Ibr., *Knoxisporites triradiatus* H., St. et M., K. *stephanophorus* Love., *Arcuatispores densoarcuatus* (Neves) Tet., *Striatispora striati* Tet., *Callisporites nux* Butt. et Will., *Crassispora kosankei* (Pot. et Kr.) Bhard. Этот комплекс имеет сходство с комплексом, для этих отложений, Донбасса, а по значительному содержанию безоторочковых спор с казахстанской флорой.

Всего исследован керн из 21 скважины в количестве 145 забоев. В терригенных отложениях окского надгоризонта в связи с фаунистическими условиями фаунистические остатки практически отсутствуют и детальное расчленение и сопоставление разрезов в основном опирается на спорово-пыльцевые данные. Полученный богатый материал позволяет проводить корреляцию разрезов, пробуренных в разных структурных условиях. В связи с перспективностью на нефть и газ дальнейшее изучение и расчленение отложений нижнего карбона представляет научный и практический интерес.

Литература

Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени / В.А.Вахрамеев, И.А.Добрускина, Е.Д.Закликская, В.В.Мейен. - М.: Наука, 1970.

Л.В.Власова, М.С.Зонн, И.К.Чепикова
(ИГиРГИ)

УДК 551.7:553.98(470.4/5)

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ НИЖНЕПЕРМСКИХ И СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАТОН-ТЕНГИЗСКОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ

В пределах Караган-Тенгизской зоны поднятий нижнепермские отложения представлены ассыльским, артинским и кунгурским ярусами, среднекаменноугольные - башкирским и московским. Рассматриваемая часть территории подразделяется нами на две структурно-литологические зоны: Южную и Караган-Тенгизскую.

Для Южной зоны (Южная структура) характерны следующие отличительные черты:

отсутствие сульфатно-галогенной кунгурской толщи в разрезе;
увеличение суммарной мощности нижнепермских подсолевых отложений от 100 до 400 м и более за счет появления в разрезе мощной толщи ассыльских карбонатных пород;

присутствие в разрезе среднекаменноугольных карбонатных отложений башкирского и московского ярусов.

Для Караган-Тенгизской зоны (Тенгизская, Огайская, Корслевская структуры и Приморский вал) характерны следующие отличительные черты:

наличие сульфатно-галогенной кунгурской толщи, резко дифференцированной по мощности от 123 м (скв. 16 Тенгиз) до 2280 м (скв. 53 Тенгиз);

структурно-литологическая дифференциация разрезов нижнепермских и среднекаменноугольных отложений сводовых и крыльевых зон;

сокращение возрастного диапазона нижнепермских подсолевых отложений до верхнеартинского подъяруса, преимущественно в северной части структур.

Общими чертами условий залегания и распространения нижнепермских отложений на всей исследованной территории являются:

залегание со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности различных горизонтов нижнего-среднего карбона (пл.

Тенгиз, Королевская, Тажигали, Южная) и, возможно, верхнего девона (Королевская?), что фиксируется геолого-геофизическим репером с повышенными значениями НГК и пониженными ГК;

региональное изменение мощностей нижнепермских отложений, выраженное в последовательном их увеличении с севера на юг;

залегание под поверхностью предкунгурского размыва все более древних отложений в направлении регионального погружения кровли подсолевого комплекса (с юга на север).

На территории Караган-Тенгизской зоны верхнекаменноугольные и среднекаменноугольные отложения в объеме московского яруса и верхнебашкирского подъяруса отсутствуют. В это время осадконакопления здесь не было, либо было весьма незначительным.

Граница выклинивания отложений ассельского яруса, возможно, проходит по северному склону Култукской террасы и не исключено их присутствие на южных склонах Тенгизской и Королевской структур. Это предположение основано на определении ассельского возраста найденных конодонт, споро-пыльцевых комплексов (разрез скв. 10-Тенгиз).

Глубина залегания кровли аргинских отложений колеблется от 3600 м (Южная) до 4920–5180 м и возможно глубже (скв. 18, 53 Тенгиз). Аргинские отложения Южной структуры преимущественно терригенные, представлены гравувакковыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами с большим количеством гравийного материала. Характерно широкое развитие, наряду с кальцитовым, глинистого каолинитового цемента. Аргиллиты составляют незначительную часть разреза, сильно алевритистые, горизонтально-слоистые, переходящие в мелкозернистые глинистые алевролиты с большим количеством пирита и остатков растительного детрита. В основании разреза залегают брекчии, состоящие из обломков глинистых и кремнистых пород, кварцитов, песчаников и алевролитов, известняков с прослойями гравелитов. Судя по развитию грубообломочных терригенных пород, присутствию каолинита в составе их цемента, а также глинистых пород, Южная структура располагалась в пределах Караган-Тенгизской зоны поднятий, в более мелкой части морского бассейна с активным гидродинамическим режимом и ближе к источнику сноса обломочного материала.

Мощность нижнепермских отложений в пределах изученной территории колеблется от первых метров (скв. 44 Тенгиз – 9 м)

до 200–455 м (вскрыта мощность на крыльях структур в скв. 18 Тенгиз, 15 Королевская соответственно).

В результате литолого-петрографических исследований как сводовых разрезов, так и крыльевых (скв. 10, 16, 18, 53 Тенгизской и скв. 12, 13, 14, 16, 9 и 10 Королевской площадей) выделены литолого-стратиграфические пачки в разрезах, проведена корреляция крыльевых разрезов Тенгизской и Королевской структур (рис.), отличающаяся от ранее известных.

Литологический состав нижнепермских отложений характеризуется преобладанием в разрезе аргиллитов, присутствием аргиллитоподобных глин, мергелей и известняков; характерная особенность – площадное развитие туфопелитов и присутствие в отдельных скважинах (14, 29) в нижней части разреза прослоев литовитроокластических туфов. В основании толщи выделяется горизонт глинисто-карбонатной брекции.

Туфогенные породы встречены в виде отдельных прослоев преимущественно светло-зелено-серой окраски. Породы плотные, крепкие, с массивной текстурой, с раковистым и полураковистым изломом. Структура пород реликтовая пепловая, разночешуйчатая, встречаются участки порфиробластовой структуры с крупными агрегатами каолинита и обломков стекла размером до 100 мк. По минеральному составу глинистого вещества в этих породах выделяются два подтипа. Первый – в основном туфопелиты преимущественно гидрослюдисто (30–35 %)-каолинитового (55–60 %) состава с примесью смешанослойных образований (10 %). Второй имеет мономинеральный состав из смешанослойных образований гидрослюдца-сметкит, характерный, по-видимому, для литовитроокластических измененных туфов.

На западном борту Тенгизской структуры сопоставлены разрезы скв. 44 и 16; в скв. 16 в разрезе нижнепермских и нижнебашкирских отложений нами выделены сверху вниз 4 литолого-стратиграфические пачки:

пачка I залегает в интервале 4753–4798 м, представлена терригенными породами, преимущественно аргиллитами тонкочешуйчатыми, битуминозными, сильно карбонатными, тонкими прослойями ожелезненными (0,2–0,5 см), горизонтально-слоистыми, с примесью мелкоалевритового материала (5–7 %). По составу глинистого вещества породы двухкомпонентные – преобладают смешанослойные

образования гидрослюды-смектит (78-92 %) и гидрослюда (8-22 %). Возраст отложений пачки нижнепермский-верхнеартинский;

пачка II (интервал 4798-4874 м) представлена аргиллитами тонкочешуйчатыми, известковистыми, битуминозными, слабоалевритистыми и окремнелыми, с прослоями доломита и известняка. Минеральный состав глинистого вещества характеризуется преимущественно преобладанием смешанослойных образований ряда гидрослюды-смектит (84-98 %) и наличием примеси гидрослюды. На глубине 4820 м встречен прослой туфопелита, глинистая составляющая которого на 90 % представлена гидрослюдой и примесью смешанослойных образований гидрослюды-смектит. Прослои доломитов распределены в разрезе пачки неравномерно, в основном, это тонко-мелко-зернистые плотные породы, на 60-70 % состоящие из кристаллов доломита размером 0,05-0,22 мм, с примесью органогенного детрита и кристаллов кальцита размером 0,05-0,1 мм. Битум распределен в породе в виде линейно вытянутых полос, что создает микрослоистую текстуру породы. Вниз по разрезу пачки намечается тенденция увеличения содержания различных типов известняков органогенных микрозернистых окремненных, перекристаллизованных, биоморфно-детритовых криноидно-водорослевых. По трещинам развит кальцит или битум. Возраст пачки также нижнепермский;

пачка III (интервал 4874-4946 м) представлена преимущественно карбонатными породами: доломитами тонко-мелко-зернистыми, известняками различных типов -- органогенно-полидетритовыми, криноидно-полидетритовыми, водорослевыми, детритово-сгустковыми, перекристаллизованными, участками доломитизированными, окремнелыми. Породы плотные, наблюдаются единичные незаполненные поры и тонкая открытая трещиноватость (0,08-0,12 мм) в интервале 4876-4882 м. В прослоях доломитов наблюдаются вторичные поры диаметром 0,03-0,08 мм, заполненные битумом. В вище отдельных прослоев незначительной толщины встречаются карбонатно-кремнисто-глинистые породы. На границе с никелемажущими отложениями выделяется прослой аргиллитов сильно битуминозных. Глинистое вещество представлено каолинитом (100 %) с примесью аутигенного пирита. Мы рассматриваем этот горизонт как маркирующий внутриформационный перерыв внутри каменноугольных башкирских отложений;

пачка IV (интервал 4946–5011 м) сложена преимущественно карбонатными породами: известняками водорослевыми, органогенно-обломочными, полидетритовыми, с прослойями мелкозернистых доломитов и единичными прослойями кремнисто-глинистых известняков. Две нижние карбонатные пачки отнесены авторами к башкирскому ярусу среднего карбона на основании находок фауны конодонтов, водорослей, радиолярий.

На северо-восточном крыле Тенгизской структуры в скв. IO выделены следующие литолого-стратиграфические пачки.

Пачка I под кунгурской соленосной толщей в интервале 4862–5126 м представлена переслаиванием глинистых пород с прослойями алевролитов, мергелей. Глинистые породы представлены преимущественно аргиллитами известковистыми, в различной степени битуминозными, алевритистыми (до 10 %), тонкогоризонтально-слоистыми, с большим количеством обугленного растительного детрита, рассеянным и мелкоагрегатным глобуллярным пиритом. В отдельных прослоях (4912–4913 м) есть скопления остатков кремневых скелетов радиолярий. Глинистое вещество пропитано битумом.

В скв. 7, 14, 29, 38 Тенгиз в черных битуминозных аргиллитах, аналогичных породам характеризуемой пачки I, определено содержание SiO_2 – 54–71,5 % и FeO_3 – 1,5–4,78 %. В верхней 53-метровой толще (4862–4915 м) в составе глинистого вещества преобладают смешанослойные образования гидрослюды–смектит (40–70 %) и гидрослюды (25–60 %) с незначительной примесью хлорита. В нижней части пачки (4915–5126 м) глинистое вещество представлено теми же фазами, однако содержание смешанослойных образований сокращается до 17–20 %, а количество гидрослюды возрастает до 77 %, хлорит по-прежнему присутствует в виде примеси.

По данным изучения конодонтов и радиолярий, проведенных совместно А.В.Кузьминым (ИГиРГИ) и Н.С.Овнатановой (ВНИГНИ), в интервалах 4895–4900 м, 4912–4913 м установлено, что в первом из них найдены формы рода *Streptognathodus* (ex gr. *elongatus-simplex*), характерные для верхов карбона (гжельский ярус) или нижней перми (ассельский ярус).

В интервале 4912–4913 м встречены массовые скопления радиолярий *Copicintra* sp., характерные для пограничных слоев ассельского и сакмарского ярусов (определения ВНИГНИ М.С.Афанасьевой). По данным спорово-пыльцевого анализа, проведенного

в лаборатории стратиграфии ИГиРГИ (И.К.Чепиковой) в интервалах 4895–4900 м, 4912–4913 м и 5057–5068 м определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для нижнепермских отложений. Учитывая, что находки ассельских форм пока единичны, возраст отложений их вмещающих принимается нижнепермским.

Пачка II, толщиной 154 м (5126–5280 м) сложена преимущественно карбонатными породами: органогенно-обломочными и органогенно-обломочно-водорослевыми известняками, спонголитами, доломитами, в средней части пачки отмечается прослой карбонатной мелкообломочной брекции. Спонголиты интенсивно насыщены черным битумом.

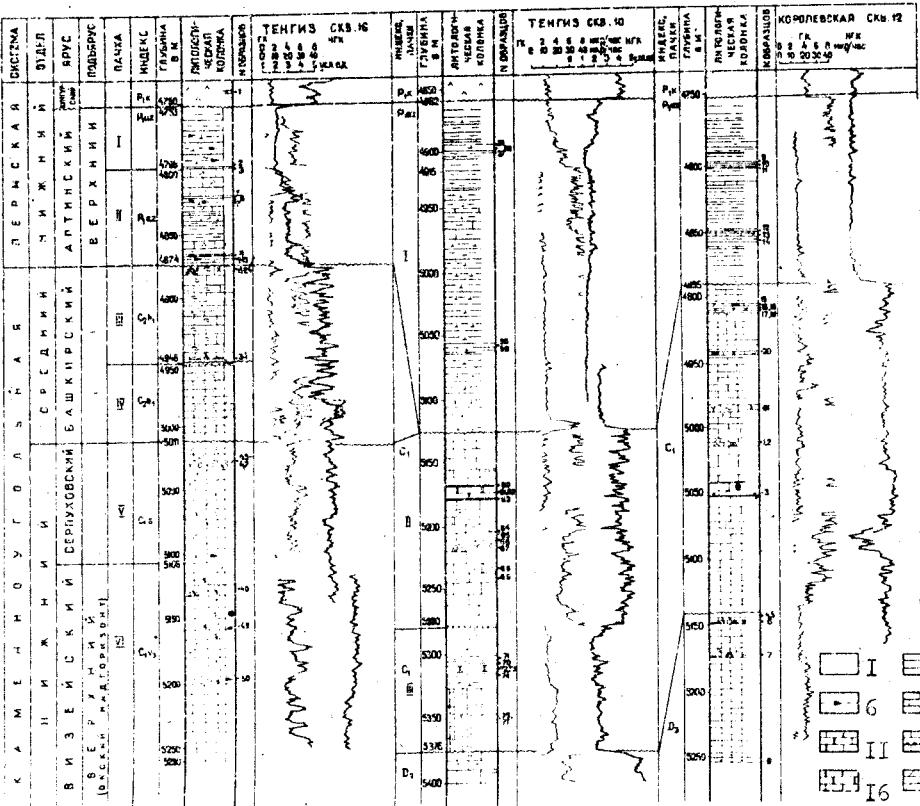
По данным изучения пород в шлифах и рентгеноструктурного анализа в верхней части пачки до глубины 5220 м отмечается доломитизация известняков, и в меньшей степени окремнение. Глинистое вещество представлено преимущественно смешанослойными образованиями типа гидрослюды-смектит.

В разрезе неравномерно чередуются известняки с органогенно-обломочной, микрозернистой, афанитовой структурами. Отмечаются две системы макротрещин — горизонтальная и вертикальная. Горизонтальная трещиноватость — седиментационная по плоскостям наслоения, а вертикальная — наложенная постседиментационная.

Пачка III толщиной 96 м (интервал 5280–5376 м) представлена преимущественно переслаиванием терригенных пород аргиллитов, песчаников, алевролитов, глин. В нижней части пачки выделяется флишидное переслаивание аргиллитов, алевролитов, глинистых известняков, доломитов с трещиноватостью по углом 30–35°.

В интервалах 5301–5303 м и 5346–5353 м выделены споры, характерные для нижне-среднекаменноугольных отложений. По данным палинологических исследований пачки II и III отнесены нами к нижнекаменноугольным отложениям (схема).

В скв. I8, расположенной на южной периклинали Тенгизской структуры и находящейся в настоящее время в бурении, изучена вскрытая подсолевая часть разреза в интервале 5100–5296 м. По результатам литолого-петрографического изучения выделены типы пород и установлено их распределение в разрезе. Отмечается резкое преобладание в разрезе аргиллитов тонкодисперсных, слабо известковистых, преимущественно гидрослюдистого состава. По всему разрезу в виде прослоев толщиной от 0,01 до 0,5 м присут-



ствуют аргиллиты битуминозные, алевритистые, кремнисто-известковистые, с тонкой горизонтальной слоистостью, с большим количеством микрофауны. Минеральный состав глинистого вещества также преимущественно гидрослюдистый с содержанием смешанослойных образований гидрослюдя-смеクтил до 20 %.

Для разреза артинских отложений характерно наличие прослоев листоватых туфопелитов толщиной от 3 мм до 0,5 м. Минеральный состав глинистого вещества этих пород также преимущественно гидрослюдистый (80 %) с незначительным (до 5-6 %) содержанием каолинита и 20 % смешанослойных образований. Интервал 5267-5274 м сложен преимущественно крупнозернистыми алевролитами полимиктового состава с глинисто-карбонатным цементом. Среди обломков пород преобладают метаморфические и кремнистые породы, полевые шпаты сильно пелитизированные. Глинисто-карбонатный цемент составляет около 30 % породы, смешанного порово-базальтового типа.

По керну в разрезе артинских отложений в скв. 18 выделяются два уровня доломитизации пород. Первый – в верхней части артинских отложений. Здесь отмечена интенсивная доломитизация (50 %) в прослоях известняков (интервал 5116-5123 м). Второй уровень зафиксирован в интервале 5289-5296 м в виде доломитизации в глинистых породах, возможно, туфопелитах, а также наблюдаются прослои до 1 м толщиной первичных хемогенных микрозернистых доломитов. На глубине 5240 м в трещиноватых аргиллитах трещины с раскрытием до 1 мм заполнены перекристаллизованным кремнеземом.

В скв. 22 изучен вещественный состав артинских аргиллитов из интервала 4052-4058 м. Аргиллиты тонкодисперсные гидрослюдистые (77 %) с содержанием смешанослойных образований гидрослюдя-сме克тил до 14 % и хлорита до 9 %. Следовательно, можно пред-

Схема сопоставления подсуговых палеозойских отложений. I – алевролиты мелкозернистые, 2 – алевролиты мелкозернистые известковистые, глинистые, 3 – аргиллиты тонкодисперсные, 4 – аргиллиты алевритистые, 5 – аргиллиты известковистые, 6 – аргиллиты битуминозные, 7 – известняки, 8 – известняки глинистые, 9 – известняки органогенно-обломочные и органогенно-детритовые, 10 – известняки органогенно-водорослевые, 11 – известняки цементизированные, 12 – известняки криноидные, комковато-сгустковые, 13 – известняки биогермные, 14 – карбонатная брекчия, 15 – известняки трещиноватые, 16 – доломиты, 17 – мергели; вторичные процессы: 18 – окремнение, 19 – перекристаллизация

положить идентичность состава глинистых город отдельных частей артинской толщи в южной части Тенгизской структуры.

При сопоставлении литологических особенностей артинских отложений в сводовой части Тенгизской структуры (скв. 7, II, 14, 29, 33, 38 и др.) и южной части (скв. 10, 18, 22) отмечается следующее:

1. Резко сокращается в разрезе крыльевых скважин содержание карбонатных пород. Прослои доломитизированных микрокристаллических хемогенных известняков в южной части структуры есть только в верхней части артинских отложений.

2. Вскрытый разрез артинских образований южной периклинали преимущественно терригенный, глинистый. Отмечается увеличение в разрезе тонкодисперсных гидрослюдистых аргиллитов и уменьшение содержания битуминозных кремнисто-известковистых глинистых пород.

В скв. I2 и I4 Королевской площади, по данным Волгоград-НИИНефть, верхнедевонские отложения несогласно перекрываются нижнепермскими. В результате наших исследований мы по-иному пошли к трактовке положения в разрезе карбонатной толщи, относимой ранее к нижнепермским отложениям. В скв. I2 в интервале 4752–5140,7 м четко выделяются две толщи: верхняя – терригенная (интервал 4752–4895 м) и нижняя – карбонатная (интервал 4895–5140,7 м). Верхняя терригенная часть разреза представлена преимущественно аргиллитами черными, плигчатыми, массивными, с полураковистым изломом. Преобладают тонкодисперсные, без алевритовой примеси разности, известковистые, массивные, с тонким рассеянным пиритизированным растительным детритом. Прослоями аргиллиты обогашены остатками растительного детрита и в различной степени битуминозные, что наряду со скоплениями мелкоалевритового материала обуславливает тонкую горизонтальную слоистость пород на отдельных участках. Встречаются прослои (20–30 см) известняков и доломита (интервалы 4853–4859 м, 4906–4912 м). Известняки микро- и мелкозернистые, доломитизированные, с реликтами перекристаллизованной фауны, участками пятнами пропитаны битумом с агрегатами глобулярного пирита и небольшим количеством (до 3%) мелкозернистой алевритовой примеси. Доломитизированный известняк мелкозернистый, неравномерно битуминозный, с единичными крупными реликтами фауны, выполненной перекристаллизованным кальцитом, трещины закрыты, толщиной 0,01–0,02 мм, заполнены кальцитом.

В составе ассоциации глинистых минералов аргиллитов присутствуют гидрослюды (54–83 %), смешанослойные образования гидрослюды–смектит (9–40 %), каолинит (3–14 %) и хлорит (1–4 %).

Возраст пород терригенной толщи по определениям спорово-пыльцевых комплексов И.К.Чепиковой – раннеартинский. Автор считает, что списанный ею комплекс сходен с У и У1 спорово-пыльцевыми комплексами, выделенными Н.Н.Подгайной в нижнеартинских отложениях Астраханско-Калмыцкого Прикаспия, окраинизованных фауной нижнеартинских фораминифер.

Карбонатная часть нижнепермского разреза Королевской площади, отнесенная исследователями ВолгоградНИПиНефть к верхне-артинским отложениям, в интервале 4930–5140 м представлена чедретованием известняков органогенно-детритовых, перекристаллизованных, прослоями окремнелых, органогенно-детритово-водорослевых, органогенно-детритово-криноидных. До глубины 5000 м встречены горизонты разуплотненных пород, превращенных в мелкую щебенку размером до 1×1 см. Известняки сильно перекристаллизованы, неравномернозернистые от микрозернистых до крупнозернистых разностей, с реликтами органогенного детрита. Незначительное количество битума в виде пленки есть вокруг остатков фауны и в малоамплитудных стилолитовых швах. В интервале 4987–4993 м встречены остатки крупного единичного коралла, в полости которого развиты тонкие каемки гипса и отмечается слабое скремнение. С глубины 5000 м наблюдается увеличение содержания водорослей в органогенно-детритово-водорослевых известняках. Обломки детрита криноидей, фораминифер, брахиопод перекристаллизованы неравномерно-пятнисто. Пустотное пространство внутри обломков детрита заполнено битумом, аналогичным заполняющему стилолитовые швы.

В интервале 5008–5014 м развито интенсивное окремнение известняков. Кремнезем распределен в породе в виде крупных участков (до 1–2 мм²) неправильной формы, а также в виде идиоморфных кристаллов кварца и микродруз.

Результаты проведенного литолого-петрографического анализа особенностей разреза вышеописанной карбонатной части разреза скв. 12 Королевской вызывают сомнение в ее артинском возрасте по следующим признакам: типы известняков, вторичные процессы преобразования (перекристаллизация, скремнение) аналогичны аниоугольным отложениям Тенгизской площади. Присутствия

в характеризуемых отложениях крупных одиночных кораллов тоже не характерно для нижнепермских отложений.

Залегающие ниже с несогласием заволжские (верхнедевонские) отложения в скв. I2 Королевской достоверно установлены с глубины 5140 м. По данным определения комплекса фауны ВолгоградНИИнефть и палинологических исследований ИГиРГИ они представлены карбонатными породами.

По результатам проведенных исследований нижнепермских и среднекаменноугольных отложений, по сопоставлению данных литолого-петрографических исследований, анализу структурного положения кровли карбонатных отложений, данным геофизических исследований, мы считаем, что в скв. IO Тенгизской и I2 Королевской в нижней части отложений под нижнепермскими отложениями выделяются карбонатные среднекаменноугольные образования (в скв. I2 Королевской в интервале 4894-5140 м, в скв. IO Тенгизской в интервале 5126-5376 м).

В скв. 16 Тенгизской площади верхнюю часть карбонатной толщи мы относим к нижнебашкирскому подъярусу среднего карбона и не считаем ее переотложенной. Эта часть разреза представлена органогенно-обломочными, водорослевыми и микросгустковыми известняками с нижнебашкирскими конодонтами.

В позднеартинское время условия осадконакопления на большей части Тенгизского поднятия были довольно однообразными – мелководный морской бассейн с распространением преимущественно глинистых илов, в разной степени карбонатных. Характерно обогащение пород пиритным железом, придонные и иловые воды, неизвестному, были заражены сероводородом, движения воды были слабыми, о чем свидетельствует тонкая горизонтальная слоистость пород. Прослои известняков характеризуют максимум трансгресии и расширение связей этой части бассейна с открытым морем.

Л.В.Санина, Н.А.Ускова
 (Актюбинское отделение КазНИГРИ)

УДК 551.735.15(574.1)

БАШКИРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО БОРТА
 ПРИКАСПИЙСКОЙ СИНКЛИЗЫ

Башкирский ярус на восточном борту Прикаспийской впадины широко распространен, однако полнота его зависит от глубины предверейского размыва. Наиболее полные его разрезы в настоящее время известны в северной части Жаркамысского свода и восточнее, в зоне продолжения предуральского краевого прогиба. По имеющемуся палеонтологическому материалу можно говорить о наличии здесь башкирского яруса в полном объеме, тогда как в большинстве разрезов имеет место только отложение нижнего подъяруса в объеме трех горизонтов - краснополянского, северо-кельтменского, прикамского (скв. 4, 105 Жанатан, II-6 Башенколь, 83 Кожасай и др.) или только двух - краснополянского и северо-кельтменского (скв. 3, 10 Урихтау, 80 Кожасай и др.).

Нижняя граница башкирского яруса на востоке Прикаспийской впадины, как и на территории Русской платформы, проводится однозначно. Данный уровень ее принят в единой стратиграфической шкале карбона СССР 1974 г. и подтвержден в решениях Межведомственного стратиграфического комитета [7]. Она проводится по наличию эоштаффеллово-архедисцидового комплекса фораминифер, по исчезновению в разрезе последних представителей раннекаменноугольных родов и видов.

Краснополянский горизонт изучен нами в разрезах скважин, пробуренных на площадях Алибекмала, Башенколь, Жанатан, Николаевская, Урихтау, Южный Мортук. Представлен он светло-серыми и серыми известняками, массивными и слоистыми. Среди них есть органогенно-сгустковые, водорослевые, ослитовые разности и известняковые песчаники. В западном направлении их сменяют доломитизированные известняки и кремнистые, кремнисто-глинистые тонкослоистые породы (скв. II-5 Башенколь); фораминифера: *Eostaffella pseudostruvei* (Raus.), *E. pseudostruvei chomatifera* Kir.,

E. pseudostruvei angusta Kir., *E. postmosquensis* Kir., *E. paravaria* Gan., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Plectostaffella mira* (Raus.), *P. ex gr. varvariensis* (Brazhn. et Pot.), *P. cf. varvariensis lata* Brazhn. et Vdov., *Eostaffellina protvae* Paus., *E. ovata* (Gan.), *E. paraprotvae* (Raus.), *E. paraprotvae vischerensis* (Grozd. et Leb.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Thoed.), *Neocarchaediscus subbaschkiricus* (Reitl.), *N. postrugosus* (Reitl.), *N. gregorii* (Dain.), *N. timanicus* (Reitl.).

Северокельтменский горизонт изучен по материалам бурения скважин на площадях Башенколь, Жанатан, Кожасай, Урихтау. Он сложен известняками серыми и светло-серыми, массивными и слоистыми. В разрезе скв. П-5 Башенколь этому стратиграфическому уровню соответствуют доломитизированные известняки и кремнисто-глинистые породы. Среди известняков преимущественно распространены органогенно-обломочные, фораминерово-водорослевые, солитовые разности с богатым комплексом фораминифер, основу которого составляют архелициды, эозтаффеллы и псевдотаффеллы; последние являются определяющей группой для установления возраста отложений: *Semistaffella primitiva* (Reitl.), *S. minor* (Raus.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. antiqua posterior* Saf., *Ps. compressa* (Raus.), *Ps. paracompressa* Saf., *Ps. sofronizkyi* Saf., *Ps. ziganica* Sin., *Ps. proozawai* Kir., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. postmosquensis acutiformis* Kir., *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. pseudostruvei chomatifera* Kir., *E. pseudostruvei angusta* Kir., *E. ljudmilae* Raus., *Millerella uralica* Kir., *M. elegans* Raus., *M. paraumbilicata* Man., *M. variabilis* Raus., *M. keltensis* (Raus.);

Прикамский горизонт имеет четкую палеонтологическую характеристику в разрезах скважин: 83 Кожасай, 4, 105 Жанатан, П-6 Башенколь. Он сложен известняками серыми, темно-серыми до черного, встречаются прослои аргиллитов. Среди известняков разбиты органогенно-комковатые, детритово-бисморфные разности и известняковые песчаники. Граница горизонта проводится по первому появлению представителей родов профузулиелла и шубертелла. Комплекс фораминифер унаследован от северокельтменского времени, но более разнообразными становятся псевдотаффеллы: *profusulinea*-*la staffellaformis* Kir., *Schubertella ex gr. obscura* Lee et Chen., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. antiqua grandis* Schly.

Ps. antiqua posterior Saf., *Ps. compressa* (Raus.), *Ps. paracompresa* Saf., *Ps. paracompresa extensa* Saf., *Ps. sofronizkyi* Saf., *Ps. praegorskyyi* Raus., *Ps. cf. proozawai* Kir., *Ps. cf. varsancifivae* Raus., *Eostaffella postmosquensis acutiformis* Kir., *E. pseudodustruvei chomatifera* Kir., *E. pseudodustruvei angusta* Kir., *Millerella carbonica* Grozd. et Leb., *M. cf. umbilicata* Kir., *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *A. baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. ovoides* (Raus.), *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.); *N. subbaschkiricus* (Reitl.).

Отложения черемшанского горизонта установлены в разрезах Алибекмольинской площади. Наиболее четко представлены они в разрезе скв. 8 (3670–3678 м), где имеют полную палеонтологическую характеристику, в том числе зональные виды Русской платформы *Ozawainella pararhomboidalis*, *Profusulinella parva* [8]. Горизонт сложен известняками светло-серыми, массивными, плетными, водорослево-фораминиферовыми, перекристаллизованными, густковыми. Отмечаются включения пирита и кремней. Фораминиферы: *Profusulinella parva* (Lee et Chen.), *Pr. rhomboides* (Lee et Chen.), *Ozawainella pararhomboidalis* Man., *Oz. ex gr. alchevskiensis* Pot., *Pseudostaffella preozawai* Kir., *Ps. proozawai f. acuta* Sin., *Ps. cf. composita* Grozd. et Leb., *Ps. krasnopol'skiy kyselensis* Grozd. et Leb., *Ps. nikplaevkensis* Man., *Ps. antiqua* (Dutk.), *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.), *N. subbaschkiricus* (Reitl.), *Neoarchaediscus akchimensis* (Groz. et Leb.).

В разрезе скв. 9 Алибекмоля (3322–3327 м) обнаружены индекс-вид черемшанского горизонта и сопутствующие виды фораминифер: *Profusulinella* sp., *Pr. staffellaeformis* Kir., *Pr. parva* (Lee et Chen.), *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella proozawai* Kir., *Ps. composita keltmica* Raus., *Eostaffella ljudmilae* Raus., *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.).

Одновозрастные отложения с учетом геофизических исследований можно выделить в разрезе скв. 10 Алибекмоля, где в светло-сером, массивном, фораминиферово-водорослевом известняке встречен комплекс следующих фораминифер: *Ozawainella* sp., *Oz. cf. angulata* Col., *Pseudostaffella praegorskyyi* Raus., *Ps. gor'skiy* (Dutk.), *Ps. krasnopol'skiy kyselensis* Grozd. et Leb., *Eostaffella kashirica* Raus., *E. pseudodustruvei chomatifera* Kir., *E. pseudodustruvei angusta* Kir., *Millerella uralica* Kir., много архедисцид.

Характерной особенностью черемшанского горизонта является спорадическая встречаемость индекс-вида *Ozawainella paragranulosa* *talalis* Man не только в наших разрезах, но и в одновозрастных отложениях уральских разрезов, в связи с чем ставится под сомнение его статус зонального вида $\text{I}_4, \text{9}_7$. При отсутствии индекс-видов в комплексе фораминифер (скв. 10 Алибекмала) черемшанский возраст отложений может определить проявление крупных ромбических озавайнелл и массовых представителей группы *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), что было отмечено уральскими палеонтологами.

Достривают разрез башкирского яруса отложения мелекесского горизонта, которые вскрыты скв. 24 Уриктау (3585–3593 м, 3580–3560 м). Это известняки темно-серые, коричневатые, массивные и известняковые песчаники. Среди известняков встречаются органогенно-обломочные и комочковые разности, в которых обломки известняка, а иногда и отдельные фораминиферы несут следы окатанности. Фораминиферы: *Verella* sp., *V. spicata* Dalm., *V. varsanofievae* Dalm., *Aljutovella* aff. *tikhonovichii* Raus., *Profusulinella bona* Grozd. et Leb., *Pr. bona sphaerica* Dalm., *Pr. staffellaeformis* Kir., *Bostaffella acuta* (Grozd. et Leb.).

Аналогичный комплекс фораминифер, подтверждающий мелекесский возраст отложений, в этом же разрезе встречен Е.И. Коротковой (Южно-Уральское отделение ВНИГНИ): *Verella* sp., *V. spicata* Dalm., *V. varsanofievae* Dalm., *Aljutovella tikhonovichii* Raus., *Al. ex gr. aljutovica* Raus., *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Pr. ovataeformis* Dalm., *Pr. ex gr. parva* (Lee et Chen.), *Pr. bona* (Grozd. et Leb.), *Pr. bona sphaerica* Dalm.

Таким образом, наличие в разрезе отложений мелекесского горизонта не вызывает сомнений. Однако интересен тот факт, что здесь не установлены и возможно отсутствуют прикамский и черемшанский горизонты. Правда, между фаунистически доказанными северокельтменским и мелекесским горизонтами есть тридцатиметровая карбонатная пачка, пройденная без отбора керна, в которой хотя бы один из них может иметь место. Возможная неполнота стратиграфического разреза – следствие перерыва в осадконакоплении на границе подъярусов башкирского яруса, происходившего на Урале и Русской платформе $\text{I}_2, \text{6}_7$.

Менее уверенно можно говорить о наличии мелекесских отло-

жений в разрезе скв. 290 Приэмбинская (3896–3902 м), где в органогенно-бломочном, комочковом известняке встречен шубертеллово-профузулиновый комплекс фораминифер, в котором присутствуют виды, описанные И.И.Далматской, из мелекесских отложений Болго-Уральской области: *Profusulinella parva* (Lee et Chen.), *Pr. ex gr. rhombiformis* (Grozd.), *Pr. ex gr. bona* Grozd. et Leb., *Pr. buensis* Dalm., *Schubertella obscura compressa* Raus., *Sch. obscura procera* R. Настораживает тот факт, что при изучении шлифов не встречены виды-индексы мелекесского горизонта и почти отсутствуют сопутствующие виды зоотаффеля и архедискусов, что, возможно, обусловлено фациальными особенностями [5], или возраст отложений следует считать моложе.

Мелекесский горизонт на востоке Прикаспийской впадины изучен также Е.И.Коротковой в разрезе скв. 93 Кожасай. Он установлен по наличию видов: *Verella cf. varzanoiæ* Dalm., *Aljutovella tikhonovichii* Raus., *Profusulinella parva robusta* Raus., *Pr. ex gr. prisca* (Deprat.), *Pseudostaffella proozawai* Kir., *Ps. proozawai acuta* Sinitz., *Ps. paracompressa* Sef., *Eostaffella postmosquensis acutiformis* Kir., *E. pseudostruvei angusta* Kir., *Asteroarchaediscus ex gr. baschkiricus* (Krest. et Theod.), однако не исключает возможности отнесения отложений с данным комплексом к верейскому горизонту.

Граница с московским ярусом проходит в толще известняков. В непрерывном разрезе смену мелекесских темно-серых, органогенно-бломочных известняков на верейские известняки сходного состава, несколько более светлых тонов можно проследить в разрезе скв. 24 Урихтау, причем возраст отложений подтверждается соответствующим комплексом фораминифер. Эта же граница на площади Алибекмала четко фиксируется палеонтологическими данными, хотя литологически она, как и в вышеназванном разрезе, совершенно не выражена. Здесь светло-серые, органогенные, водорослево-фораминиферовые известняки верейского горизонта со стратиграфическим несогласием ложатся на аналогичные породы черемшанского горизонта.

Таким образом, башкирский ярус на востоке Прикаспийской впадины присутствует в полном объеме. Отдельные его горизонты, по различным причинам имеют ограниченное плодородие распространения. Спектр карбонатных пород составляют органогенные, орга-

ногенно-обломочные, сгустковые, оолитовые известняки и известняковые песчаники. Среди органогенных и органогенно-обломочных известняков преобладают фораминиферовые и фораминиферово-водорослевые разности. Обилие фауны фораминифер, многочисленные водоросли свидетельствуют о существовании в башкирский век на востоке Прикаспийской впадины открытого, теплого, мелководного бассейна. На мелководность бассейна указывает также присутствие в разрезах оолитовых известняков и известняковых песчаников.

На основе анализа толщин и литологического состава одновозрастных отложений можно сделать вывод о том, что тектонический режим в раннебашкирское время был спокойным с общей тенденцией к медленному опусканию исследуемой территории Г1. . В позднебашкирское время тектоническая обстановка становится нестабильной, на фоне общего опускания поднимаются отдельные участки (либо скорость опускания их была различной), и в результате из разреза выпадают отдельные горизонты (скв. 24 Уриктау). К концу башкирского века территория испытывает общий подъем, что привело к резкому сокращению позднебашкирского моря и в результате – к отсутствию в большинстве разрезов верхнебашкирских отложений.

По литологическому составу, палеонтологической характеристике отложения башкирского яруса востока Прикаспийской впадины обнаруживается много общего с восточной окраиной Русской платформы, в частности с территорией Пермского Прикамья и западного склона Среднего Урала Г3. , на основании чего можно говорить о существовании здесь в башкирский век единого морского бассейна.

Литература

1. Геология и нефтегазоносность юго-востока Прикаспийской синеклизы / В.С. Чильничук, И.И. Тарханов, Н.Б. Гибшман и др. – Алма-Ата: Наука, 1988.
2. Губарева В.С., Далматская И.И., Котельникова Э.Д. Башкирские отложения на востоке Русской платформы // Шкала каменноугольной системы в свете современных данных. – М.: Недра, 1982. – С. 94–101.

3. Дозорцев Р.Н., Пажалов В.И.. Фации и палеогеография Пермского Прикамья и западного склона Среднего Урала в башкирский век // Научные Труды Пермского политехнического института.-Пермь, 1966. - Вып. ХХIII. - С. 188-194.
4. Иванова Р.М.. Башкирский ярус восточного склона Урала // БМОИП, отд. геол.-1982.-Т. 57. - Вып. 3. - С. 49-55.
5. Иванова Р.М.. Образ жизни и условия существования визейских и раннебашкирских фораминифер центральной части Магнитогорского синклиниория // Вопросы микропалеонтологии. - 1978. - № 18. - С. 35-40.
6. Кошеткова Н.М.. Остракоды среднего карбона Южного Урала. - М.: Наука, 1983.
7. Решение расширенного Пленума Комиссии МСК по девонской и каменноугольной системам на территории СССР. - Минск: Наука и техника, 1986.
8. Соловьевева М.Н.. Зональная стратиграфия среднекаменноугольных отложений СССР по фауне фузулинацей // Вопросы микропалеонтологии. - 1977. - № 19. - С. 43-67.
9. Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н.. Верхний цадесский восточный склон Урала. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.

А.В.Смирнов, А.В.Шилин
(ВолгоградНИИНефти)

УДК 551.143:551.735(574)

ЛИТОЛОГО-ФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
КАМЕНОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТЕНГИЗСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Продуктивный каменноугольный разрез Тенгизского месторождения описан во многих работах [1, 2, 3], однако имеющаяся информация часто носит отрывочный характер, поскольку керн отбирался через 20-30 м, а в некоторых скважинах - через 50-100 м. Промыслово-геофизические исследования плохо увязываются и коррелируются из-за изменичивости физических параметров пород в результате неравномерности их вторичных преобразований, трещи-

новатости, битуминозности и связанных с этими явлениями вариациями фильтрационно-емкостных свойств по площади и разрезу.

На Тенгизском месторождении в скв. 8 со сплошным отбором керна пройден 240-метровый интервал 3946-4187 м (до зоны развития трещиноватости и поглощения бурового раствора). Достаточно полным выносом (50-60 %) характеризовался интервал 4272-4368 м. Скважина вскрыла отложения алексинского горизонта окского надгоризонта нижнего карбона (забой 4378 м). В ней получены наиболее достоверные данные о литолого-физических особенностях разреза I-го этажа разведки.

Алексинский горизонт пройден в интервале 4378-4260 м, представлен органогенно-обломочными и органогенно-детритовыми в разной степени битуминозными известняками фораминиферово-криноидно-водорослевого состава, прослоями гранулированными и перекристаллизованными до мелко- и микрозернистой структуры. Обломки, как правило, хорошо окатаны, представлены трубчатыми водорослями, криноидиями, фораминиферами, табулятоморфными кораллами, имеют песчаную и гравийную размерность. Поры в известняках вторичные, образовавшиеся за счет растворения кальцитового цемента, имеют разнообразную, часто неправильную форму, диаметр от 0,25 до 0,5 мм, распределены в породах неравномерно в виде линз. Стенки пор часто кrustифицированы кристаллами кальцита и покрыты пленками битума. Наибольшая пористость, как и трещиноватость, характерна для перекристаллизованных и гранулированных прослоев.

Михайловский горизонт вскрыт в интервале 4260-4192 м, выделен по сопоставлению каротажных диаграмм соседних скважин. Керном не охарактеризован.

Веневский горизонт вскрыт в интервале 4192-4135,5 м, представлен ритмичным чередованием мелко-, средне- и крупнозернистых органогенно-обломочных известняков преимущественно водорослевого состава (кальцифолиум, кончикопоры, трубчатые и т.д.), с подчиненным количеством криноидей. Размер обломков в ритмах меняется от 1 до 2,5 мм, толщина ритмов достигает нескольких метров. Крупнообломочные известняки третьего элемента ритма обогащены створками брахиопод. Местами известняки перекристаллизованы и трещиноваты, в разной степени обогащены твердым битумом, неравномерно кальцитизированы-пористые. Среди пор и каверн

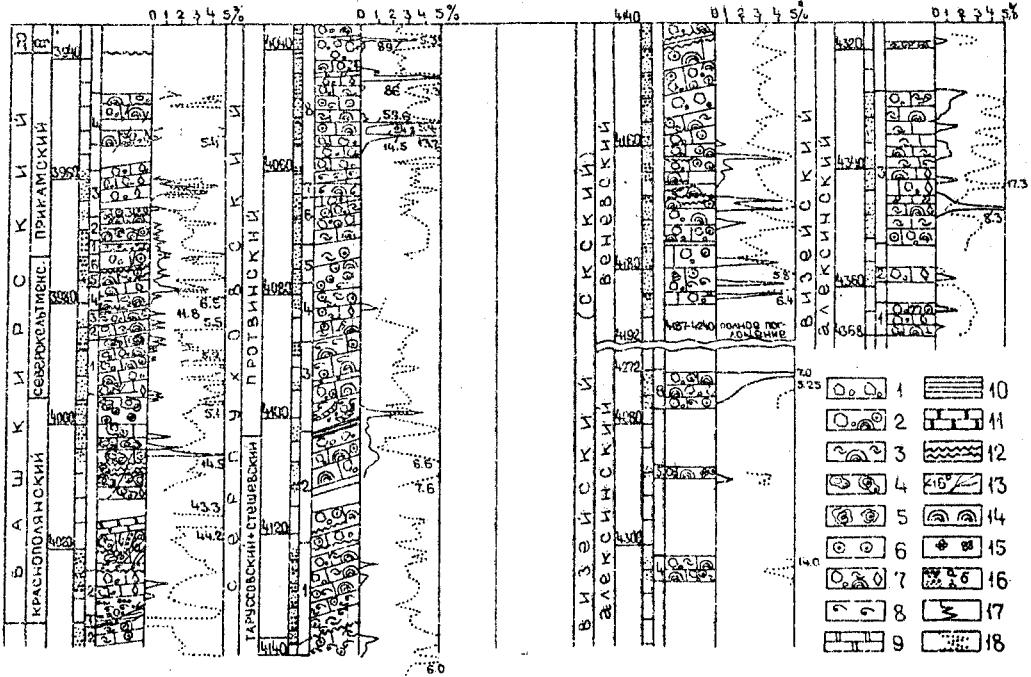
размером от 0,1 до 0,5 мм встречаются полые, слабо крустифицированные и заполненные битумом, что свидетельствует о разном времени их формирования.

Серпуховский ярус (интервал 4135,5–4032 м) присутствует в объеме тарусско-стешевского и пртвинского горизонтов.

Тарусско-стешевские отложения (4135,5–4102,5 м) представлены среднезернистыми органогенно-обломочными известняками преимущественно водорослевого состава с прослойями ракушняков и гравийно-крупнозернистыми с обломками кораллов и брахиопод криноидно-водорослевыми известняками. По ориентированному расположению створок брахиопод и крупных члеников криноицей фиксируется наклон слоев под углом от 10 до 30°, что может быть следствием тектонофизических процессов. В крупнозернистых известняках наблюдаются следы выпечливания и заполнения пустот битумом (здесь встречаются открытые каверны до 10 мм в диаметре без следов крустификации). Встречаются полностью перекристаллизованные прослои. В кровле горизонта известняки содержат обломки гравийной размерности, имеют трещины заполненные туфогенным глинистым материалом каолинит-диккитового состава. Тонкая корка такого же материала с зеркалами скольжения наблюдается на глубине 4128,8 м. Доломитизация в породах тарусско-стешевского возраста отмечается спорадически (рис.).

В подотчете пртвинского горизонта (интервал 4102,5–4032 м) залегает слой (0,25 м) серого неизвестковистого туфааргиллита, который по данным рентгенографического анализа имеет диккитовый состав. Линия контакта аргиллита с подстилающими известняками резкая, под углом 26°. Карбонатная часть разреза представлена переслаиванием водорослевых, биоморфно-органогенных, органогенно-обломочных и органогенно-детритовых известняков с нечеткими литологическими границами. По величине обломков и дэтрита в объеме пртвинского горизонта выделено восемь пачек толщиной от 2,75 до 29 м. В первой пачке (4107,5–4099,75 м) отмечены следы выпечливания с образованием участков с крупнопоровой или мелкоизвернистой структурой.

Широкое развитие пор, каверн и трещиноватости отмечено и в шестой пачке (4072–4084,25 м). В интервале 4094,75–4095,25 м установлен прослой карбонатно-битумной породы (брекчия известняка с битумным "цементом").



Отложения среднего карбона в скв. 8 представлены башкирским ярусом (3945–4032 м) в объеме краснополянского, северо-кельтменского и прикамского горизонтов.

В краснополянской части разреза выделены пять литологических пачек: I - тонкодисперсный туфоаргиллит диккитового состава, залегающий на волнистой поверхности органогенно-обломочного известняка с детритом брахиопод противинского возраста (4032–4031,25 м); 2 - средне- и крупнозернистые органогенно-обломочные известняки с прослойми (до 0,25 м) мелкозернистых фораминиферово-водорослевых с примесью детрита брахиопод (4031,25–4023,75 м); 3 - онколитовые, обломочно-онколитовые и обломочно-оолитовые известняки крупнопесчаной и мелкогравийной размерности с сантиметровым прослойем туфоаргиллита (4022,75 м) и карбонатно-битумного вещества (4018–4016 м). Породы этой пачки пористо-кавернозные (4023,75–4007,5 м); 4 - органогенно-обломочные, органогенно-детритовые известняки с прослойми водорослевых (донецелловых), с многочисленными стилолитовыми швами (4007,5–4006 м); 5 - оолитово-онколитовые известняки (4006–3995,5 м).

В составе северокельтменского горизонта (3995,5–3973 м) выделены шесть литологических пачек: I - органогенно-обломочные трещиноватые известняки среднепесчаной размерности с скатанными органическими остатками (3995,5–3988,5 м); 2 - оолитово-онколитовые битуминозные известняки крупно- и среднепесчаной размерности, гранулированные и перекристаллизованные, с тонким прослойем туфоаргиллита в кровле, с углом залегания 16–18° (3988,5–3986,25 м); 3 - органогенно-обломочные пятнисто-битуминозные известняки разнотипные размерности (3986,25–3981,5 м); 4 - туфогенный тонкодисперсный аргиллит диккитового состава, в нижней части окремневший (3981,5–3981,15 м); 5 - органогенно-обломочный известняк с обломками средне-крупнопесчаной и гравийной

Литогенетические типы и коллекторские свойства пород скв. 8 Тенгизской. I - известняки обломочные, 2 - известняки органогенно-обломочные криноидно-водорослевого состава; 3 - известняки органогенно-детритовые водорослевого состава, 4 - известняки онколитовые, 5 - известняки оолитово-онколитовые, 6 - известняки криноидные, 7 - обломочно-детритовые водорослевые перекристаллизованные известняки, 8 - створки брахиопод, 9 - доломиты, 10 - туфоаргиллиты, II - карбонатно-битумная порода, 12 - стилолитовые швы, 13 - трещины и угол наклона, 14 - водоросли, 15 - фораминиферы, 16 - размер обломков и детрита: а - крупнопесчаный и гравийный ($> 0,25$ мм); б - среднепесчаный (0,25–0,5 мм); в - мелкотипесчаный (0,25–0,1 мм), 17 - количество доломита в породе (%), 18 - пористость (%)

размерности водорослевого состава (3981,15–3977 м); 6 – органогенно-обломочные криноидно-водорослевые известняки мелкопесчаной размерности, онколитовый известняк, туфоаргиллит каолинит-диккитового состава (0,08 м) (3977–3973 м).

В прикамском горизонте (3973–3946 м), граница которого проводится по кровле туфоаргиллита, четко выделены четыре литологические пачки: 1 – органогенно-обломочные известняки разнопесчаной размерности с уменьшением крупности обломков снизу вверх по разрезу. Для этих известняков характерно гнездовидное распределение выщелоченных участков и отдельные перекристаллизованные прослои, к которым приурочены открытые и полуузалеченные трещины; 2 – органогенно-обломочные известняки, переходящие в солитово-онколитовые, с размером зерен от 0,5 до 3 мм. Онколиты разбиты мелкими трещинами, заполненными битумом. Пористость и кавернозность пород обусловлена выщелачиванием кальцита. В верхней части пачки отмечается грануляция и перекристаллизация (3970–3966,25 м); 3 – известняки органогенно-обломочно-детритовые, с пятнистой битуминизацией, фораминиферово-криноидно-водорослевого состава. В верхней части пачки известняки гранулированы и перекристаллизованы до мелко- и микрозернистой структуры (3966,25–3959 м); 4 – чередование органогенно-обломочных и органогенно-детритовых нефтенасыщенных известняков криноидно-водорослевого состава. В нижней части отмечается сильное выщелачивание и перекристаллизация. Пустотное пространство представлено порами и каналами разной формы, стенки которых либо покрыты пленкой битума, либо кrustифицированы кальцитом.

Разрезы других скважин Тенгизской площади охарактеризованы керном хуже, но некоторые из них вскрыли более глубокие горизонты нижнего карбона и существенно дополняют его литологическую и физико-химическую характеристику. С этих позиций интерес представляет скв. 44, которая прошла толщу продуктивных окских (290 м) и тульских (130 м) отложений, вскрыв на глубине 4680 м бобриковские. Последние представлены сгустковыми и шламово-детритовыми известняками с пятнистой перекристаллизацией. Шламово-детритовые известняки характерны для вышележащего тульского горизонта и нижней части окского надгоризонта, в котором выше появляются биоморфно-детритовые, биоморфные и полидетритовые разности. В тех интервалах разреза, где по керну зафиксированы

сированы интенсивные следы выщелачивания, хорошие фильтрационно-емкостные свойства (ФЕС) и по результатам ГИС, и по лабораторным данным. Открытая пористость достигает 19,65 %, проницаемость $27,77 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. В скв. 6 бобриковские известняки представлены дегритовыми и биоморфно-дегритовыми разностями, пятнисто-перекристаллизованными и окремнелыми. В нижней части тульского горизонта встречены биоморфные и биогермные, трещиновато-кавернозные известняки закристаллизованные кальцитом с прослойми туфогенного материала. Их ФЕС невысоки. Вышележащая часть тульско-окского разреза, сложенная шламово-дегритовыми, дегритовыми и биоморфно-дегритовыми слабовыщелоченными известняками, имеет лучшие ФЕС. Скв. 4I вскрыла сгустково-шламовые, микрозернистые известняки девонского возраста, которые по данным ГИС отличаются низкими значениями пористости. В вышележащих средневизейских органогенно-обломочных, шламово-микросгустковых и дегритовых известняках встречено несколько высокоеих прослоев небольшой толщины, но весь интервал является продуктивным, нефтегазонасыщенным. Серпуховские отложения представлены здесь известняками биогермными перекристаллизованными и имеют плохие коллекторские свойства.

Из разреза скв. 10, расположенной на северо-восточном склоне Тенгизского массива, с глубины 5390 м был поднят сферово-сгустковый известняк, датируемый девонским возрастом; получен приток нефти. При низкой пористости, не превышающей 0,91 %, отмечена хорошая, вероятно, каверно-трещинная проницаемость ($10,06 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$) образца керна (интервал 5389–5396 м). Известняки перекрыты (с глубины 5350 м) ритмичным переслаиванием туфогенных алевролитов с глинисто-карбонатным цементом, аргиллитов, мергелей доломитистых, а выше (с глубины 5310 м) по разрезу идет переслаивание полимиктовых песчаников разной степени зернистости с глинисто-карбонатным цементом, алевролитов, аргиллитов, мергелей, возраст которых датируется нами как нижнекаменноугольный (C_1U) (интервал 5279–5384 м). На этих отложениях в интервале глубин 5170–5240 м залегает ритмичная толща спонголитов, фанитов, полидетритовых, органогенно-обломочных, шлангово-криноидных, спикулево-сгустковых неравномерно доломитизированных и окремнелых известняков.

В скв. 16 достаточно полно охарактеризована керном верхняя серпуховская часть разреза продуктивной толщи. В интервале 4980–5200 м залегают известняки биогермные, перекристаллизованные, трещиноватые, со следами выщелачивания, которые перекрыты толщей шламово-детритовых, фораминиферово-всесорослевых, доломитизированных, окремнелых, битуминозных известняков, среди которых встречаются прослои пирокластики. Эта толща вскрыта в диапазоне глубин 4880–4980 м. Выше залегает пачка переслаивающихся карбонатно-глинистых пород, сложенная преимущественно туфогенным материалом. По данным ГИС для разреза этой скважины характерны коллекторы емкостью менее 3 %.

В последнее время наиболее полная литолого-физическая характеристика продуктивных отложений разреза, особенно нижних его частей, получена в скв. 22 и 24, обработка фактического материала по которым еще не закончена. Полученные по керну этих скважин данные о литологии и физических свойствах пород подтверждают ранее установленную закономерность снижения с ростом глубины залегания относительного содержания поровых коллекторов (Ш-й тип) и возрастание роли коллекторов порово-каверново-трещинных (П-й тип) и трещинных (І-й тип).

Так, в скв. 24 по лабораторным данным коэффициент пористости (K_p) в интервале 4100–4109 м (C_2) изменяется от 3,37 до 19,43 %, коэффициент проницаемости (K_{pr}) колеблется от 1,8 до $11,4 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. На глубинах 4416–4420 м ($C_1 V$) $K_p = 5,82$ –7,36 %; $K_{pr} = \text{до } 5,9 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. В интервале глубин 4469–4475 м пористость снижается до 0,4–5,34 %, проницаемость – до 0,08x 10^{-3} мкм^2 , а на глубине 4514–4518 м K_p составляет 0,73–1,35 %, а $K_{pr} = 0,006 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$. По данным геофизических исследований из 90 обработанных пластов в интервале глубин 4054–4342 м в 45 K_p^{HMK} превышает 10 %, достигая максимального значения 19,5 %. В то же время такие значения пористости в таком же количестве пластов из интервала 4401–4617 м наблюдались только в 8 случаях. Одновременно при низких значениях пористости в этом интервале наблюдаются прослои с высокой относительной проницаемостью, достигающей $278 \times 10^{-3} \text{ мкм}^2$ ($K_{pr}^{HMK} = 2,68 \%$), что может быть связано только с высокой трещиноватостью. Ее широкое развитие установлено при изучении керна. Разуплотненные нефтенасыщенные прослои в этой скважине отмечены в интервалах 4348–4385 м;

4416-4420 м; 4450-4457 м; 4469-4475 м; 4674-4685 м; 4686-4690 м. Существование таких зон мы связываем с воздействием тектонофизического фактора, проявившегося в виде многих тектонических нарушений и связанных с ними зон трещиноватости, фиксирующихся на сейсмических профилях потерей записи. Тектонические нарушения установлены во многих скважинах. Они проявляются в выпадении или повторении отдельных частей разреза (скв. I6, 43), смещении одновозрастных горизонтов (скв. 41), изменении углов наклона отдельных слоев по разрезу скважин (скв. 6, 8).

Специальными исследованиями установлено, что трещиноватость свойственна коллекторам всех типов. Причем наименьшая емкость трещин (0,5-0,7 %) характерна для трещинно-поровых и порово-трещинных коллекторов, а наибольшая (1,5-1,6 %) - для каверново-порово-трещинных и трещинных. Наибольший диапазон проницаемости (от 0,005 до $278,56 \times 10^{-3}$ мкм²) характерен для каверново-порово-трещинных коллекторов, тогда как у собственно трещинных она составляет $0,01-0,08 \times 10^{-3}$ мкм². Средняя поверхность плотность трещин наибольшая у каверново-порово-трещинных и трещинных коллекторов ($0,8-1$, см/см²), а у поровых - 0,3 см/см².

По детальному литолого-петрографическому и физико-химическому анализам продуктивных каменноугольных отложений Тенгиза можно сделать следующие выводы:

1. Тенгизский резервуар имеет неоднородное геологическое строение, характеризуется полифациальностью и структурно-литологическим многообразием карбонатных пород, изменчивостью их физико-литологических и ФЕС, сложностью строения пустотного пространства из-за чего невозможна надежная послойная корреляция между отдельными скважинами.

2. В разрезе выделяются от II до I4 литогенетических типов карбонатных пород.

Статистический анализ показывает, что наиболее распространены органогенно-детритовые известняки, которые характеризуются и лучшими коллекторскими свойствами. Несколько меньше распространены биоморфно-органогенные и органогенно-обломочные. Пористость этих известняков нередко превышает 15 %, составляя в среднем 5-10 %. Например, разрез скв. 44 составляет: 51 %

органогенно-шламово-детритовые известняки, 30 % органогенно-обломочные с детритом и 19 % биоморфно-органогенные и биоморфно-детритовые. Органогенные постройки типа биогермов и биостромов имеют локальное распространение, мигрируют по площади и разрезу месторождения. Такие постройки установлены в скв. 6 (визейский ярус, интервал 4450–4590 м), где они составляют около 33 %, в скв. 16 (серпуховский ярус, интервал 4980–5140 м) весь изученный керн (около 7 м) представлен биогермным (водорослевым) известняком. Аналогичные одновозрастные постройки установлены и в скв. 4I, 17. При этом биогермные известняки, как правило, сильно перекристаллизованы и являются преимущественно коллекторами I и II-го типов.

3. Туфоаргиллиты в изученных разрезах образуют прослои, заполняют крупные трещины и каверны в известняках. Это, как правило, темно-серые или черные тонкодисперсные породы с массивной или неяснослойстой текстурой, обильно пиритизированные, с включениями неправильной формы, часто остроугольных частиц вулканического стекла, практически полностью замещенного кальцитом. Если глинистая фракция нижнепермских вулканогенно-осадочных пород представлена разнообразными смешанослойными минералами, смеクトитом, гидрослюдой и хлоритом, в разных количественных соотношениях в зависимости от типа и содержания пирокластики, то в туфоаргиллитах продуктивной толщи карбона, за редким исключением, установлены только минералы группы каолинита-серпентина диккит и каолинит с очень высокой степенью совершенства кристаллической структуры. В большинстве изученных образцов есть только диккит, некоторые содержат ассоциацию диккит + каолинит. В отдельных образцах установлены смешанослойные разбухающие минералы, но их содержание редко превышает 10 %.

Генезис каолинита, очевидно, связан с воздействием на слаболитифицированный пепловый материал кислых углеводородно-водных флюидов, происходившим при формировании Тенгизского месторождения. Приуроченность вулканогенных прослоев каолинит-диккитового состава к определенным стратиграфическим интервалам разреза создает предпосылки для использования их в качестве корреляционных реперов, но из-за малой толщины этих отложений они плохо прослеживаются на каротажных диаграммах.

4. Анализируя изменения коллекторских свойств пород во

всем имеющимся скважинам, можно говорить о наличии вертикальной зональности в распределении коллекторов, состоящей в том, что содержание высокоемких коллекторов ІІ-го типа ($K_{II} > 7\%$) в разрезе, превышающее 30 % его толщины, как правило, ограничивается глубиной 4400 м, а ниже не превышает 30 %.

5. Проведенные исследования подтверждают, что все наиболее распространенные литогенетические типы пород-коллекторов охарактеризованы матричной (поровой) и трещинной (блоковой) емкостью. Незначительная полезная емкость трещин ($\sim 0,35\%$ от объема породы) при их достаточной плотности ($0,8 \text{ см}^3/\text{см}^2$) не выводит коллекторы из разряда промышленных.

Литература

1. Багринцева К.И., Белозерова Г.Е. Типы и свойства коллекторов в подсолевых отложениях Прикаспийской синеклизы // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. - М.: Наука, 1987. - С. 59-70.
2. Золотухина Г.П., Кетат О.Б. Литология и стратиграфия палеозойских отложений Тенгизской площади // Перспективы нефтегазоносности Прикаспийского региона и геолого-технологические особенности строительства скважин. - М., 1989. - С. 21-30. (Труды / ИГиРГИ).
3. Исаева Г.П. Литологическая характеристика и особенности постседиментационного изменения палеозойских отложений на Тенгизской площади // Геология, поиски и разведка залежей углеводородов в палеозойских отложениях. - М., 1985. - С. 66-72. (Труды / ИГиРГИ).

Е.Н.Здобнова
(ВолгоградНИПИнефть)

УДК 552.143:551.736.1

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКИХ ОСТАТКОВ И
ЭПОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ ВЕРХНЕАРТИНСКИХ
ТЕРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВЛАДИМЫ

(на примере скв. I Восточный Арман)

Верхнеартинские отложения юго-востока Прикаспийской впадины вскрыты повсеместно и залегают с резким стратиграфическим несогласием на породах различного возраста от девонского (скв. 10 Тенгизская) до среднекаменноугольного.

Породы верхнеартинского подъяруса этой зоны представлены переслаиванием преимущественно терригенных отложений в нижней и терригенно-карбонатных – в верхней части разреза. О.Б.Кетат № 27 на Тенгизской площади выделен грубообломочно-карбонатноглинистый тип разреза, а отложения подразделены снизу вверх на 5 пачек (I, II, III, IV, V), которые прослеживаются и на других площадях юго-востока Прикаспийской впадины.

Три нижние (I, II, III) пачки предоставлены аргиллитами с прослойями алевролитов, песчаников, гравелитов и конглобрекций, состоящих из обломков пирокластического материала и разновозрастных известняков различной структуры и гранулометрической размерности. В них содержатся многочисленные растительные остатки, но спорово-пыльцевые комплексы не выделены. О.Б.Кетат из обломков известняков выделены разновозрастные фораминиферы. Аналогичные описанным разновозрастные брекции установлены Н.Н.Кузьковой в молассовых отложениях Средней Лечоры (№ 1); происхождение обломков, по ее мнению, обусловлено размытом в позднеартинское время более древних отложений. Наличие в обломках известняков органических остатков ассельского и артинского возрастов и отсутствие сакмарских свидетельствует, по заключению Н.Н.Кузьковой, о регressive морского бассейна на территории Средней Лечоры в сакмарское время.

Верхняя часть разреза (IV, V пачки), сложенная переслаи-

вающимися аргиллитами, мергелями и известняками с редкими песчано-алевритовыми и гравелитовыми прослойями пирокластического материала, охарактеризована и палеонтологически и палинологически.

В скв. I Восточный Арман в интервале глубин 3900–5000 м вскрыты все пять пачек, литолого-палеонтологическая характеристика которых приведена ниже.

I-я пачка (глубина 5000–4957 м), выделенная условно, представлена аргиллитами, полимиктовыми алевролитами с большим количеством пирокластического материала с прослойями конглобриций, состоящих из обломков известняков различной структуры: коралловых, шланковых, водорослевых. В обломках водорослевых известняков обнаружены *Eostaffella* sp., широко распространенные от нижнего карбона до верхней перми.* Вскрытая мощность 43 м.

Отложения II-й пачки в скв. I Восточный Арман вскрыты в интервале глубин 4957–4833 м и представлены преимущественно известняками черными с *Radiolaria*, детритом иглохожих, гониатитов и обломками пирокластических пород с прослойями алевролитов полимиктовых и аргиллитов с большим количеством обуглившегося растительного детрита.

По литологическим особенностям известняков из интервалов 4828–4833 м, 4920–4927 м и содержащемуся в них общему комплексу органических остатков по аналогии с однотипными породами скв. I Саз-Тюбе эти отложения относятся к верхнеартинскому подъярусу. Мощность составляет 124 м.

III-я пачка (глубина 4833–4641 м) сложена гравелитами и конгломератами, состоящими из неэстсорттированных по размеру обломков известняков различной структуры (биоморфных, сгустковых) переотложенного скатанного детрита брахиопод, крупных кринидей, шланок, кораллов и в интервале 4738–4740 м – фораминиферами ассельского (*Schubertella sphaerica* Sul., *S. paramelonica* Sul., *S. kingi exilis* Sul.), верхнемячковского и кревякинского возрастов (*Obsoletes praemontiparus* Kir., *O. dagmarae* Kir., *Fusulinella bocki* (Ehreb. em Morl.) и другие. Мощность пачки 190 м.

* Здесь и далее определения по фораминиферам и фузулинидам О.Б.Кетат.

ЛУ-я пачка (глубина 4641–4120 м) в разрезе исследуемой скважины представлена известняками почти черного цвета, микрозернистыми, глинистыми, тонкослоистыми. Среди известняков встречаются прослои гравелитов, состоящих из хорошо окатанных обломков известняков различной структуры (биоморфных, водорослевых, биоморфно-детритовых, оолитовых) и окатанных, часто окраинных обломков и целых раковин остракод, гастропод, брахиопод, фораминифер и фузулиниц нижнепермского и верхнекаменноугольного возраста: *Schubertella sphaerica* Sul., *S. kingi exilis* Sul., *Tolyrammina fraudulentula* Lip., *T. kusjapkulensis* Lip., *Triticites schwageriniformis* Raus., *Quasifusulina kaspoensis* Scherb., *Rugosofusulina akjubensis* Pos.

Из прослоев аргиллитов с глубин 4579–4586 м, 4522–4529 м, 4411–4415 м, 4376–4382 м, 4290–4297 м определен артинский споро-пыльцевой комплекс. Он характеризуется средним соотношением основных мiosпоровых групп: пыльца – 92 %; споры – 8 %; акритархи – 4,5 %. Споры представлены *Lycospora* sp., *Spinosporites spinosus* Alpern., *Verrucosisporites* sp., *Convolutisporites* sp.

В пыльцевой части доминируют двухмешковые ребристые (5,6%) и веттатины (55%), отмечается *Vittatina vittifer* Lub., *V. costabilis* Wils., единичные *V. persecta* Sauer. и *V. subsaccata* Samoil., *Hamiapollenites bullaeformis* Jens., *H. sp.*, *Striatodiploxyrinites elongatus* Samoil., *Striatohaploxyrinites tractiferinus* (Samoil.) Krus., *Lueckisporites cf. anficus* Krus., *Taeniasporites* sp. Содержание *Entylissa* (%) значительно.

Двухмешковая неребристая пыльца представлена многочисленными *Gardenasporites oberrauchi* Kl., *G. heisseli* Kl., *G. tonsus* Kr., *G. pinnatus* Kr., *Protohaploxyrinus* sp. и другими.

Среди одномешковых определены немногочисленные формы рода *Potonieisporites*, а также единичные *Cordatine convallata* (L.) Samoil., *Florinites luberiae* Samoil.

Отмечается *Azonaletes irregularisporatus* Samoil., *A. levis* Lub. и акритархи типа *Inderites compactus* (Lub.), *I. bulbiferus* (Mal.) Abr. et Mar.

Сходный артический споро-пыльцевой комплекс выделен Н.Н. Чодраковой в скв. 43 Тенгизская (глубина 4189–4195 м).

У-я пачка выделена первоначально на Тенгизской площади, сложена строматолитовыми известняками. Она редко сохраняется из-за предкунгурского размыва. В скв. I Восточный Арман (глубина 4120–3900 м) У-я пачка представлена преимущественно аргиллитами с обуглившимися растительными остатками, в которых выделен артинский комплекс спор и пыльцы, сходный с охарактеризованными ниже с глубин 4189–4195 м с преобладанием *Vittatina vittifer* (Lub.) Samoil., *Striatodiploxyrhipites elongatus* Samoil., *Hamiapollenites bullaeformis* Jans., *Striatohaploxyrhipites aff. latissimus* Efr., *Taeniasporites* sp., *Pseudocarpus expressus* Krus., *Platysaccus* sp., *Podocarpites alatus* Lub., *Entylissa caperata* (Lub.) Djup., *E. involuta* (Andr.), Warjuch., *Gardenasporites heisseli* Kl. Споры единичны: *Laevigatosporites vulgaris* (Ibr.) f. *medius* Lub., *Stenozonotriletes simplex* Naum. и плохой сохранности акритархи *Tasmarnites* sp., *Inderites* sp. Мощность пачки 220 м.

На основании проведенных исследований сделаны следующие выводы:

отсутствие микрофоссилей в нижней (I, II, III пачки) части разреза обусловлено, по-видимому, быстрой скоростью осадконакопления и поступлением в бассейн в начальную стадию позднеартинского времени обилия грубой пирокластики;

полибациальность, мелкий размер обломков известняков, а также смешанный возрастной диапазон фораминифер, установленный от ассельского до гжельского возрастов в пределах одного интервала, обусловлены значительной удаленностью источников сноса от территории исследования;

богатый комплекс микрофоссилей, выделенный из верхней (IV, V пачек) части разреза, свидетельствует, по-видимому, о широком развитии растительности на рубеже первой и второй половин позднеартинского времени.

Литература

I. Кузько́кова Н.Н. Нижнепермские отложения Средней Печоры. Л.: Институт геологии Коми филиал АН СССР, 1976.

2. Стратиграфия и условия накопления палеозойских отложений Тенгизского месторождения / Г.П.Золотухина, О.Б.Кетат и др. // Разведка и бурение нефтяных месторождений. - М.: ИГРЭИ, 1988. - С. 17-26.

В.Н.Криконос
(ВолгоградНИИнефть)

УДК (551.7.02+552.143):551.73

**ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ И ЛИТОЛОГИИ
РАЗНОФАЦИАЛЬНЫХ ТОЛЩ
ПОДСОЛЕВОГО ПАЛЕОЗОЯ юго-востока Прикаспийской
впадины**

Достоверность и детальность стратиграфического расчленения, корреляции отложений определяют качество всех направлений геологических исследований [7] и, в конечном счете, эффективность поисково-разведочных работ на нефть и газ. Для подсолевых отложений юго-восточной части Прикаспийской впадины, которые залегают на больших глубинах, слабо и неравномерно изучены бурением, недостаточно освещены керновым материалом, плохо и противоречиво охарактеризованы палеонтологическими находками, отличаются сложным строением и разнофациальным составом, - это трудная задача [9].

Есть много вариантов стратификации и корреляции вскрытых скважинами разрезов подсолевого палеозоя [2, 4, 9, 11].

Множество вариантов в результатах стратиграфических исследований обусловило появление самых разных представлений о строении, истории геологического развития и нефтегазосности Прикаспийской впадины [1, 2, 8, 11], что привело к разнообразию определений направлений геолого-разведочных работ.

По мнению автора, такое положение в стратификации и корреляции разрезов подсолевого палеозоя обусловлено недооценкой литолого-фациального метода стратиграфических исследований и, как следствие, отсутствием разработанной схемы местных стратиграфических подразделений, хотя известно, что литологические

критерий являются ведущими при установлении границ и определении объема местных стратиграфических подразделений, поскольку содержат наглядные, хорошо устанавливаемые признаки, по которым выделяются и прослеживаются эти подразделения.

Автор основное внимание уделяет стратификации и корреляции тех разрезов, где использование литологических критериев во взаимосвязи с палеонтологическими и геофизическими данными было наиболее целесообразным. С этой точки зрения наибольшего внимания заслуживают разрезы склонового и внутрибассейнового типа, распространенные в периферийной зоне впадины. Установленные в их составе характерные пачки и толщи (около двадцати) прослеживаются на каротажных диаграммах и хорошо сопоставляются с более изученными и палеонтологически охарактеризованными разрезами Южно-Эмбинского палеоподнятия.

Наиболее древние отложения, выделенные автором как аргиллитовая толща, установлены в призабойных частях разреза параметрических скв. I Тортай и СГ-2 Бинжал (рис. I), где вскрытая мощность их составляет соответственно 263 и 284 м. На небольшую глубину (92 м) аргиллитовая толща вскрыта также скв. 4 Тортай (3908–4000 м). На полную мощность (261 м) эта толща пройдена только параметрической скв. I Терескен (3291–3552 м). Уменьшение мощности аргиллитовой толщи в разрезе этой скважины обусловлено, вероятно, опесчаниванием нижней ее части, которая выделяется здесь под названием глинисто-песчаной толщи (3552–3820 м). Возраст обеих этих толщ по спорово-пыльцевым комплексам определяется как позднетурнейский.

Рассматриваемая толща сложена преимущественно темноцветными неизвестковистыми, иногда черными углистыми аргиллитами, тонко расслоенными сероцветными полимиктовыми, реже плагиоклазовыми (вулканогенными) алевролитами и песчаниками. Последние появляются в нижней части толщи.

Эти породы представляют собой образования неритовой зоны. Сложенная ими толща образует трансгрессивный цикл Ш-го порядка.

В разрезах всех названных скважин она несогласно перекрывается аргиллито-песчаниковой толщей, обычно включающей четыре пачки пород: нижнюю песчаниковую, аргиллитовую, верхнюю песчаниковую и верхнюю аргиллитовую (рис. I). Наиболее изучены и

палинологически охарактеризованы все пачки в разрезах параметрических скв. Тортай I и Терескен I.

Песчаниковые пачки сложены большей частью разнообразными по структуре сероцветными песчаниками. По составу обломочной части они вулканогенные (плагиоклазовые, реже вулканомиктовые), в меньшей мере полимиктовые (смешанные). Последние более характерны для разреза скв. I Терескен.

Песчаники образуют пласты до 10–15 м. Обломочный материал в них плохо, редко хорошо отсортирован, иногда с прямой градационной отсортированностью, в различной степени окатан. Крупность обломочного материала увеличивается в юго-восточном направлении, где в составе песчаных пачек появляются даже грубообломочные вулканомиктовые породы. Цементы карбонатно-глинистые, часто обильные.

Песчаниковые пачки обычно неравномерно и тонко расслоены глинисто-алевролитовыми породами. Последние чаще всего имеют вулканогенную природу.

Глинистые пачки, сложенные в основном серыми туфогенными глинами и темно-серыми туфоаргиллитами, иногда переходящими в прослои черных углистых аргиллитов, тонко расслоены вулканогенными (плагиоклазовыми) алевролитами и песчаниками.

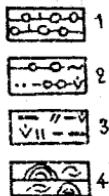
Рис. I. Схемы сопоставления: А – каменноугольных и нижнепермских отложений по линии скв. З Гурьевский свод – 10 Тенгиз; Б – каменноугольных отложений по линии скв. I Сазтобе – 23 Тортай; В – нижнепермских отложений по линии скв. 2 Восточный Арман – 23 Тортай. 1 – дебриты и грейниты; 2 – тонкое переслаивание лебирито-грейнитовых, песчано-алевритовых пород и туфов; 3 – тонкое переслаивание углистых аргиллитов, глинисто-кремнистых пород и туфов; 4 – известняки фораминиферо-водорослевые; 5 – туфогенные глины и туфы; 6 – вулканомиктовые песчаники; 7 – вулканогенные плагиоклазовые песчаники; 8 – тонкое переслаивание аргиллитов, известняков, мергелей, туфов и кремнистых пород; 9 – тонкое переслаивание грубообломочных, песчано-алевритовых и глинисто-кремнистых пород; 10 – терригенные грубообломочные породы; 11 – тонкое переслаивание грубообломочных известняковых пород, песчаников и аргиллитов; 12 – тонкое переслаивание глинисто-мергельных пород и туфов; 13 – тонкое переслаивание известковистых алеврито-глинистых пород и туфов; 14 – тонкое переслаивание песчано-алевритовых пород, аргиллитов и туфов; 15 – тонкое переслаивание неизвестковистых алеврито-глинистых пород и туфов; 16 – аргиллиты; 17 – аргиллиты с прослоями мергелей; 18 – тонкое переслаивание грубообломочных известковистых песчано-алевритовых и глинисто-карбонатных пород; 19 – известняки биогермные, доломитизированные; 20 – известняки фораминиферо-туфитовые; 21 – грубообломочные известняковые породы; 22 – органогенно-обломочные доломиты; 23 – доломиты с прослоями и гнездами ангидритов; 24 – аргиллиты с прослоями и гнездами ангидритов.

Гурьевский
свод, скв. 3

Бинжал, скв. 2 Тенгиз,
скв. 10

A

		ВОЗРАСТ			
	R _a	R _s	R _{az2}		
С ₁ V ₃	ЧУКОТСКАЯ АРГИЛЛОВАЯ АРГИЛЛОВАЯ АРГИЛЛОВАЯ	АРГИЛЛОВАЯ АРГИЛЛОВАЯ АРГИЛЛОВАЯ	АРГИЛЛОВАЯ АРГИЛЛОВАЯ АРГИЛЛОВАЯ	5993	ГЛУБИНАМ ЛИТОЛОГИ- ЧЕСКАЯ КОЛОНКА
С ₁ V ₂	6069	6157	6219	6297	6339
С ₁ V ₁	6386	6400			
		R _a		R _s	
		R _a	R _s	R _{az2}	
C ₁ S				4764	
C ₁ V ₃				4830	
				4966	
				5021	
				5078	
				5234	
				5261	
				5309	
				5571	
				5744	
				5813	
				6022	
		R _a		R _s	
		R _a	R _s	R _{az2}	
C ₁ S				4985	
C ₁ V ₃				4920	
				4998	
				5127	
				5278	
				5385	
				5413	
		R _a		R _s	
		R _a	R _s	R _{az2}	
C ₁ S				4885	
C ₁ V ₃				4920	
				4998	
				5127	
				5278	
				5385	
				5413	



СВАРКА
СКБ.1

Б

		ВЗРУСТ ТОЧКА	ГЛАУБИНА АРМАНДА НЕСКА АГИДА
1	105	100	100
2	105	100	100
3	105	100	100
4	105	100	100
5	105	100	100
6	105	100	100
7	105	100	100
8	105	100	100
9	105	100	100
10	105	100	100
11	105	100	100

	Рекомендация СКБ.3	Тортай СКБ.1	Тортай СКБ.23
1	105	100	100
2	105	100	100
3	105	100	100
4	105	100	100
5	105	100	100
6	105	100	100
7	105	100	100
8	105	100	100
9	105	100	100
10	105	100	100
11	105	100	100

	C. VI	C. VI	P. O.	П. О.
1	С. VI СТАМНДАРТ АФИАКОВАЯ	С. VI СТАМНДАРТ АФИАКОВАЯ	П. О. АРМАНДО-АФИАМОНТОВ КАРДИНАЛ	П. О. АРМАНДО-АФИАМОНТОВ КАРДИНАЛ
2	2125	2125	4680	4680
3	4275	4275	4447	4447
4	5000	5000	5000	5000
5	5800	5800	5800	5800
6	6600	6600	6600	6600
7	7400	7400	7400	7400
8	8200	8200	8200	8200
9	9000	9000	9000	9000
10	9800	9800	9800	9800
11	10600	10600	10600	10600
12	11400	11400	11400	11400
13	12200	12200	12200	12200
14	13000	13000	13000	13000
15	13800	13800	13800	13800
16	14600	14600	14600	14600
17	15400	15400	15400	15400
18	16200	16200	16200	16200

Арханы Boot.
СКБ.2

	Молодежная СКБ.2	Тортай СКБ.1	Тортай СКБ.23
1	19	20	21
2	22	23	24

	P. а	P. с.
1	Младенческая СКБ.2	Младенческая СКБ.2
2	П. А. ПРЕСТИЖНО-ГРАФИКОВАЯ	П. С. ПРЕСТИЖНО-ГРАФИКОВАЯ

Для этих пород характерны тонкая горизонтальная и линзовидная слоистость, реже отмечается прямая градационная отсортированность и конволютность.

По характерным признакам [6] среди пород рассматриваемой толщи установлены глубоководные образования, такие как вулканогенные турбидиты, реже грейниты и дебриты. Количество последних возрастает в юго-восточном направлении, а грейниты более характерны для внутрибассейновых разрезов (Бийскал).

Андезитовый вулканогенный материал и туфогенные глины корренситового состава почти целиком слагают рассматриваемую толщу на крайнем юго-востоке Прикаспийской впадины, в разрезах скважин, пробуренных на площадях Равнинная, Восточный Арман, Арман, Сазтюбе (скв. 3), Юбилейная, Пионерская. Наибольшее его количество при максимально грубой кластичности отмечается в разрезе скв. 3 Сазтюбе. Во всех этих разрезах рассматриваемая толща образована вулканогенными турбидитными комплексами. И.В.Хворова [10] отмечает, что подобные толщи отнесены к глубоководным образованиям, хотя батиметрические пределы их накопления в разных случаях разные. Турбидитный характер рассматриваемой толщи подтверждается наличием в породах прямой градационной отсортированности материала, тонкой горизонтальной и мелкой косой односторонней слойчатости, конволютности или будинажа, обилия в составе обломочных пород глинистого материала и отсутствием последовательности в тонком переслаивании. Кроме типичных турбидитов, в рассматриваемой толще отмечаются такие образования автокинетических потоков как дебриты и грейниты. Дебриты определяются по отсутствию сортировки, гравированности и слойчатости, по обилию глинистого матрикса, в который погружен угловатый и угловато-окатанный вулканогенно-обломочный грубый или песчано-алевритовый материал. Наиболее часто эти породы отмечались нами в разрезах рассматриваемой толщи на площади Юбилейная.

Грейниты отмечаются редко. Для них характерны незначительное содержание глинистого вещества, различный размер и слабая отсортированность кластики, линзовидное распределение материала, неправильные градационные текстуры, сползневые текстуры, слоеватость. Нижний контакт образованных ими слоев эрозионный со следами нагрузки. Эти породы также наблюдались нами на площадях Юбилейная и Пионерская.

Породы толщи образуют два трансгрессивных цикла III-го по-
рода, как ранневизейский.

Мощность ее изменяется от 173 (на Бинжале) до 609 м
(скв. I Тортай), а в разрезах Арман-Елемесской зоны достигает
630 м (пл. Юбилейная). Эта толща несогласно перекрыта песчани-
ково-аргиллитовой толщей тульского горизонта среднего визе
или глинистой пачки верхневизейского подъяруса (Арман-Елемес-
ская зона).

Песчанико-аргиллитовая толща полностью проицена скв.
СГ-2 Бинжал, I, 4, I2 Тортай, 4 Терескен, I Аккудук, 3 Шолькара,
9 Уртатау-Сарыбулак, 2, 3, 6, 8, I2 Равнинными, I, 23 Молодежными,
I, 2 Восточный Табынай, I Караой, I Сазтобе. Нет этой толщи в
разрезах скв. I, 2, 5, 8 Юбилейных, I, 2, 3 Пионерских, 2 Арман,
3 Сазтобе, 2 Восточный Арман. Не исключено ее отсутствие так-
же в скв. 3 Гурьевский свод, I6 Маткен, 4 Молодежной. В полных
разрезах толща имеет трехслойное строение. В нижней и верхней
ее частях отмечаются пачки аргиллитовых пород, а в середине —
песчаниковая пачка. Аргиллитовые пачки сложены темно-серыми до
черных не известковистыми, иногда углистыми аргиллитами и ту-
фоаргиллитами. В виде редких маломощных прослоев отмечаются
светло-серые до серых тuffогенные глины смектитового состава.
Глинистый минерал корренсит не характерен для пород этой толщи.
Глинистые породы тонко и неравномерно расслоены полимиктовыми
алевролитами и песчаниками.

Сероцветная песчаниковая пачка во внутрибассейновых раз-
резах (Бинжал) сильно расслоена глинистыми породами. В разре-
зах северо-западного склона Южно-Эмбинского палеоподнятия в
ее составе значительно возрастает роль песчаников и грубообло-
мочных пород полимиктового состава. Цемент этих пород карбонат-
ный и глинисто-карбонатный.

Для пород этой толщи также свойственны такие признаки тур-
бидитных комплексов, как прямая градационная отсортированность,
тонкая горизонтальная и мелкая косая односторонняя слойча-
тость, конволютиность или будинах, текстуры сползания, повышен-
ное содержание глинистого материала, отсутствие последователь-
ности в тонком переслаивании. Выделяются чаще всего типичные
турбидиты, реже отмечаются дебриты и грейниты. Породы рассмат-
риваемой толщи образуют два полных (нижних) и один неполный

(верхний) регрессивные циклы III-го порядка. Тульский возраст пород обоснован палинологическими комплексами; в разрезе скв. З Туресай подтвержден также находками фораминифер /4/. Полная мощность ее изменяется от 360 м (скв. СГ-2 Биижал) до 720 м (скв. I Тортай). В разрезе скв. I Саэтюбе она составляет 378 м, со стратиграфическим несогласием перекрыта толщей карбонатных или пачкой глинистых пород верхневизейского подъяруса.

Пачка верхневизейских глинистых пород имеет практически повсеместное распространение в разрезах склонового и внутрибассейнового типа (рис. I). Сложена эта пачка тuffогенными корренситовыми глинами темно-серого с зеленоватым оттенком цвета, известковистыми, иногда битуминозными, местами насыщенными детритом и целыми раковинами гониатитов, брахиопод, остракод, мелких фораминифер, обломками игл морских ежей и брахиопод, члениками криноидей, обрывками мшанок и щитками морских ежей, спикулами губок и остатками радиолярий. Прослойками в этих глинах отмечаются углистые и битуминозные аргиллиты. В виде подчиненных прослоев и слойков наблюдаются вулканогенные (плагиоклазовые, редко вулканомийтовые) алевролиты и мелкозернистые песчаники, мергели. Иногда во внутрибассейновых разрезах (скв. Биижал, Маткен, Гурьевский свод) отмечаются прослойки кремнистых пород. Несколько этой пачки в основном представляют собой неритовые образования и образуют трансгрессивный цикл II-го порядка.

Эта пачка четко коррелируется на каротажных диаграммах и легко прослеживается во всех разрезах. Легко выделяется она в аналогичных разрезах восточной и северной частей внутренней прибрежной зоны /5/. Взрастная привязка этой пачки очень надежна в разрезах склонового типа, где в скв. I2 Тортай она охарактеризована комплексами фораминифер (определения Р.А.Ганелиной, М.Н.Изотовой) и брахиоподами (определения Г.А.Рукиной), в других разрезах — палинокомплексами, в разрезе скв. I Тересай — конодонтами.

Таким образом, эту пачку можно считать четко стратифицируемым маркером, имеющим специфическую геофизическую, литологическую и минералогическую характеристику и хорошо прослеживаемым в разрезах скважин.

Верхняя граница пачки четкая, поскольку здесь глинистые

породы верхнего визе сменяются известняками и мергелями серпуховского яруса. Поэтому и на каротажных диаграммах эта граница выглядит очень четко. В отдельных разрезах, где весь серпуховский ярус размыт, пачка верхнего визе перекрывается с глубоким стратиграфическим несогласием нижнепермскими (асельскими) отложениями. Это наблюдается в скв. I, 4 Тортай, 2, 5, 8, 12 Равнинных, I Молодежной, I Табынай, I Суизбек, I и 2 Восточный Табынай, 10 Тенгиз, возможно, 3 Гурьевский свод. Не встречены отложения верхневизейской пачки только в разрезах скв. 5 и 6 Равнинных.

Мощность пачки изменяется от 48(скв. 2 Бинжал) до 170 м (скв. I Восточный Арман).

Вышележащая глинисто-мергельная пачка серпуховского яруса характеризуется двучленным строением. В нижней ее части повсеместно прослеживается пласт (до 25 м) мергельно-известниковых микрозернистых и шламовых пород. В верхней - наблюдаются известковистые тuffгенные корренситовые глины, слабо и тонко расслоенные мергелями, аргиллитами, вулканогенными алевролитами. Таким образом, эта пачка характеризуется породами, сходными с верхневизейскими, только с большим развитием карбонатных разностей, и образует трансгрессивный цикл II-го порядка.

Породы верхнего визе и серпуховского яруса можно объединять в единую мергельно-глинистую толщу, образующую трансгрессивный цикл II-го порядка. В наиболее полных разрезах серпуховская пачка перекрывается, вероятно, с несогласием известняково-глинистой пачкой башкирского яруса (?). В таких разрезах мощность серпуховской пачки варьирует от 59 м (скв. 5 Юбилейная) до 95 м (скв. 3 Пионерская). Серпуховский возраст ее установлен Н.Б.Гибшман [3] по мелкомерным фораминиферам только в разрезе скв. Бинжал СГ-2, а по конодонтам Е.А.Жиценко в разрезе скв. 20 Тортай. Правда, в этих случаях не исключается перестоленный характер органических остатков. Более достоверно серпуховский возраст этой пачки по конодонтам установлен в разрезах восточной прибрежной зоны [5].

Башкирская известняково-глинистая пачка выделена в некоторых разрезах условно, по положению ее между фаунистически охарактеризованными отложениями нижней перми и серпуховского яруса. Эта пачка выделена в разрезах скв. 10 Узмола, I Уго-Запад-

ная Шолькара, 5 Тортай, 2 Молодежная, 2,5,8 Юбилейных, I,2,3 Пионерских. Не исключено присутствие башкирских отложений в виде крайне маломощной пачки в разрезе скв. СГ-2 Биижал. Правда, хотя здесь из пород выделен нижнебашкирский комплекс фораминифер $\Gamma 2\beta$, но настораживает то, что в одном интервале (5216-5221 м) присутствуют вместе комплексы краснополянского и северо-кельтменского горизонтов, а также переотложенный характер этих органических остатков. В разрезе скв. 23 Тортай (рис. I) рассматриваемая пачка охарактеризована нижнебашкирскими комплексами фораминифер, выделенными из прослоев известняков Р.А. Ганеличай. Выше этой пачки здесь отмечается мощная (278 м) грубообломочная толща, которую по положению в разрезе между нижнемосковскими и нижнебашкирскими отложениями условно считается верхнебашкирской. Эта толща прослеживается и в разрезе скв. 9 Тортай, где ее мощность снижается до 170 м.

Ассельская аргиллитово-известковистая толща вскрыта почти всеми скважинами, за исключением скв. 5, 6 Равнинных, и с несогласием залегает на башкирских отложениях. Она чаще всего отличается трехслойным строением. В основании ее отмечается маломощная (до 20-25 м) пачка серых и темно-серых обломочных известняков, содержащих значительное количество окатанных обломков раковин фузулинид, брахиопод, гониатитов, остракод, члеников криноидей, игл и щитков морских ежей, обрывков мшанок, кораллов, слоевищ известковых водорослей-тубифитов. В кровле обычно прослеживается более мощная пачка (до 50 м) таких же грубообломочных известняков. Цементом в этих известняках служит тонкоперетертый карбонатный материал в сочетании с глинистым веществом. Иногда цемент преобладает. Нередко эти породы битуминозные. Сортировка обломочного материала, представленного известняковыми и фаунистическими обломками, отсутствует или слабая. Внутри пластов и прослоев этик пород отсутствует также градированность и слоистость. Иногда отмечается линзовидная слоистость и неправильная градиеванность. Нижние контакты известняковых прослоев эрозионные, со следами размыва подстилающих отложений. Все эти признаки, а также отмечающиеся в породах текстуры сползания и будинажа характерны для дебритов и грейнитов. В составе толщи отмечаются также прослои черных кремнистых пород и доломитов.

В целом породы толщи представляют собой образования авто-

кинетических потоков и образуют трансгрессивный цикл III-го порядка.

Границы этой толщи, особенно верхняя, легко прослеживаются на каротажных диаграммах. В качестве реперов нередко выступают пластины туфогенных глин, отмечающиеся в нижней части толщи или в ее кровле и характеризующиеся на кривых ГК высокими аномалиями гамма-активности. Почти повсеместно, кроме Арман-Юбилейного района, в разрезах периферической зоны впадины границы толщи фиксируются страждающими сейсмическими горизонтами Π_2 (подошва толщи) и C^I (кровля толщи). В связи с этим толща выделена в качестве литологического и геофизического маркера. В составе этой толщи почти во всех разрезах установлены переотложенные каменноугольные фузулиниды, конодонты, фораминиферы, брахиоподы. Ассельский возраст этой толщи достоверно устанавливается в склоновых разрезах Джено-Эмбинского палеоподнятия, где по профилю скв. I, 4, 5, 9, 23 Тортай удается проследить ее переход в мощную (641 м) грубообломочную известняковую толщу (скв. 23 Тортай). Причем, если в скв. I Тортай на этой толще с размытом залегает верхнеаргинская грубообломочная терригенная толща, то к скв. 23 Тортай она постепенно выклинивается, а ассельская толща, наоборот, сильно разрастается в мощности (рис. I). Грубообломочные породы контрастно отличаются от аналогичных по структуре пород артинской толщи несравненно большим развитием в их составе обломков карбонатных пород и менее значительным содержанием обломков терригенных пород. В разрезе скв. 23 Тортай эта толща заканчивается мощной (141 м) пачкой фораминиферово-туби-литовых биогермных известняков, возраст которой по фузулинидам Н.К. Гордеевым и М.Н. Изотовой датируется как средний ассель. В цементе и известняковых гальках грубообломочных пород также определены нижне- и среднеассельские фузулиниды.

В скв. I Тортай фузулиниды и мелкие фораминиферы ассельского возраста в известняковых породах рассматриваемой толщи найдены Н.К. Гордеевым, М.Н. Изотовой, Р.А. Ганелиной, И.А. Черновой, Н.Н. Лапиной здесь же найдены брахиоподы гжельско-ассельского возраста. Е.А. Жиценюк по конидонтам гжельско-ассельский возраст этой толщи определяет в разрезах скв. 19, 25, 27 Тортай, 2 Дю-Западный Улькентобе, 4 Молодежная.

Мощность толщи изменяется от 42 (Гурьевский свод) до

227 м (скв. I Юго-Западная Шолькара). В Арман-Елемесском районе она составляет 146-176 м. Между рассматриваемой толщей и вышележащей аргиллитовой стратиграфическое несогласие выражено слабо.

Аргиллитовая толща предположительно включает отложения верхнего асселя, сакмарского яруса и нижнего артина. В наиболее полных разрезах она характеризуется четырехчленным строением. В нижней ее части отмечается мощная аргиллитовая пачка, выше следуют маломощная известняковая, аргиллитовая и мергельно-аргиллитовая пачки. Аргиллитовая пачка сложена темно-серыми до черных известковыми аргиллитами. В подчиненном количестве в ее составе отмечаются прослои туфов, туфогенных глин смектитового состава, кремнистых пород (радиотяритов и спонголитов), глинистых доломитов, мергелей и редко вулканогенных плагиоклазовых алевролитов, а также органогенно-обломочных известняков. Возраст этой пачки установлен только в разрезе скв. 8,9 Тортай и 4 Молодежной, где в прослоях органогенно-обломочных известняков М.Н.Изотовой и Н.К.Гордеевым определены фузулиницы верхне- и средне-верхнеассельского возраста. Однако не исключено, что эти фаунистические остатки переотложены и возраст пачки сакмарской, Н.С.Овнатановой из этой пачки в разрезе скв. 8 Равнинной (интервал 3207-3212 м) выделены сакмарские конодонты.

Мощность этой пачки изменяется от 22 (скв. 3 Пионерская) до 353 м (скв. I Восточный Арман). На некоторых площадях она выпадает из разреза (скв. I Юбилейная, 2 Арман, I Саэтюбе, 5,6,12 Равнинная, I,4 Тортай).

Известняковая пачка несогласно перекрывает аргиллитовую. В разрезах некоторых скважин она выпадает из разреза (скв. I Юбилейная, 3 Елемес, 5,6,8,12 Равнинные, 2 Восточный Табынай, I,4,15 Тортай и др.). М.Н.Изотовой в породах пачки в скв. 4 Молодежной (интервал 3077-3081 м) найдены фузулиницы тастубского горизонта сакмарца. Сложена она известняковыми песчаниками и грубообломочными породами с терригенной примесью, местами переходящими в терригенные обломочные и грубообломочные породы. В различной мере она расслаблена кремнисто-глинистыми обра-зованиями и туфами.

Аналогом этой пачки в разрезах склонового типа (скв. 2 Саэтюбе) автор считает мощную (208 м) толщу грубообломочных известняков, охарактеризованных ассельскими и сакмарскими фо-

раминиферами (определения Г.П.Золотухиной). Отсюда следует, что рассматриваемая пачка является шлейфом, распространяющимся вглубь палеобассейна седиментации от грубообломочных толщ. Мощность пачки изменяется от 16 (скв. 10 Тенгиз) до 115 м (скв. 8 Уртатай-Сарыбулак).

Выше залегает аргиллитовая пачка сакмарского яруса, сложенная темно-серыми до черных известковистыми аргиллитами тонко переслаивающимися со смектитовыми туфогенными глинами, светло-серыми туфами, туфитами и черными кремнистыми породами. Мощность пачки колеблется от нескольких метров (скв. I Сазтобе) до 120 м (скв. 16 Маткен).

Она несогласно перекрыта мергельно-аргиллитовой пачкой, которая по положению в разрезе условно отнесена автором к нижнеартинскому подъярусу. Во многих разрезах на северо-западном склоне Южно-Эмбинского поднятия и в Арман-Елемесской зоне этой пачки нет или ее мощность составляет менее 10 м. Сложена она темно-серыми до черных известковистыми аргиллитами, местами сильно расслоенными темно-серыми микрозернистыми мергелями, редко кремнистыми породами, светло-серыми туфами и туфогенными глинями смектитового состава.

В разрезе скв. 4 Юго-Западный Улькентобе (4707-4715 м) М.С.Станичниковской палинокомплекс из пород этой пачки датирован как нижнеартинский. Мощность пачки составляет от 18 (скв. I Пионерская) до 170 м (скв. 8 Тортай). Каждой из двух пачек рассматриваемой аргиллитовой толщи соответствуют регressive циклы Ш-го порядка.

Несогласно залегающая выше сероцветная грубообломочная толща верхнеартинского подъяруса сложена неравномерно переслаивающимися грубообломочными песчано-алевритовыми и реже глинистыми породами. Количество грубообломочных город в ее составе и крупность обломков в них увеличивается в северо-восточном направлении. На юго-западе и западе толща сложена вулканогенными дебритами песчано-алевритовой размерности (скв. З Гурьевский свод), или турбидитным терригенным комплексом (скв. З Вост.Арман, 16 Маткен, I Каракунгул). Грубообломочные породы в ее составе полипетрокластические. Цемента в них мало (до 20 %) и представлен он чаще всего тонкозернистым глинистым доломитом. Во многих разрезах Арман-Елемесской зоны (скв. З Сазтобе, Дбилайная, Ар-

ман, Писнерская) и на Равнинной (скв. 2,5,8,12) эта толща отсутствует. Позднеаргинский возраст толщи подтверждается палинологическими комплексами. Мощность грубообломочной толщи и ее песчано-алевритовых турбидитных аналогов изменяется от 86 (скв. СГ-2 Бикижал) до 287 м (скв. 10 Ушмала) и 444 м (скв. 10 Шолькара).

В разрезах склонового типа мощность верхнеаргинской грубообломочной толщи возрастает до 693 (скв. З Молодежная) - 733 (скв. 4 Тортай) метров. Эта толща в отдельных наиболее полных разрезах внутрибассейнового типа перекрыта глинистой (скв. СГ-2 Бикижал), а в присклоновых разрезах - сульфатно-доломитовой (скв. 5 Равнинная, 24 Тортай) и/или доломитовой (скв. ОД-5 Тугаракчан, 4 Равнинная) толщами.

Вместе с грубообломочной эти толщи образуют трангрессивный цикл III-го порядка, и условно автор относит их к верхнему артину. Этими толщами заканчиваются наиболее полные разрезы подсолевого палеозоя, на которых с глубоким стратиграфическим несогласием лежат ангидриты кунгура или пестроцветные терригенные толщи верхней перми, триаса и даже средней юры (на Южно-Эмбинском палеоподнятии).

Исследования генетических особенностей подсолевых отложений позволяют выделить на юго-востоке Прикаспия четыре основных типа разреза: Южно-Эмбинский (карбонатно-терригенный миогеосинклинальный и прибрежно-шельфовый); Тортайский (карбонатно-терригенный, склоновый); Арман-Бикижальский (преимущественно терригенный глубоководный внутрибассейновый) и Караган-Тенгизский (карбонатный внутрибассейновый мелководно-шельфовый).

На основе выполненной стратификации и корреляции разрезов подсолевого палеозоя создана литолого-фацевальная модель, отражающая эволюцию осадконакопления в верхнем палеозое (рис. 2). Установлено раздельное развитие Южно-Эмбинского и Центрально-Прикаспийского палеобассейнов седиментации, начиная с позднего девона и кончая чульским временем среднего визе. С позднего визе, по крайней мере с веневского времени, осадки накапливались уже в едином палеобассейне. Соединение бассейнов произошло на этом рубеже вследствие начавшегося погружения и захоронения осадками разделяющей эти бассейны Астраханско-Актыбинской системы сводовых поднятий (выступов фундамента).

Т О Р Т А Й

Т У Р Е С А Н

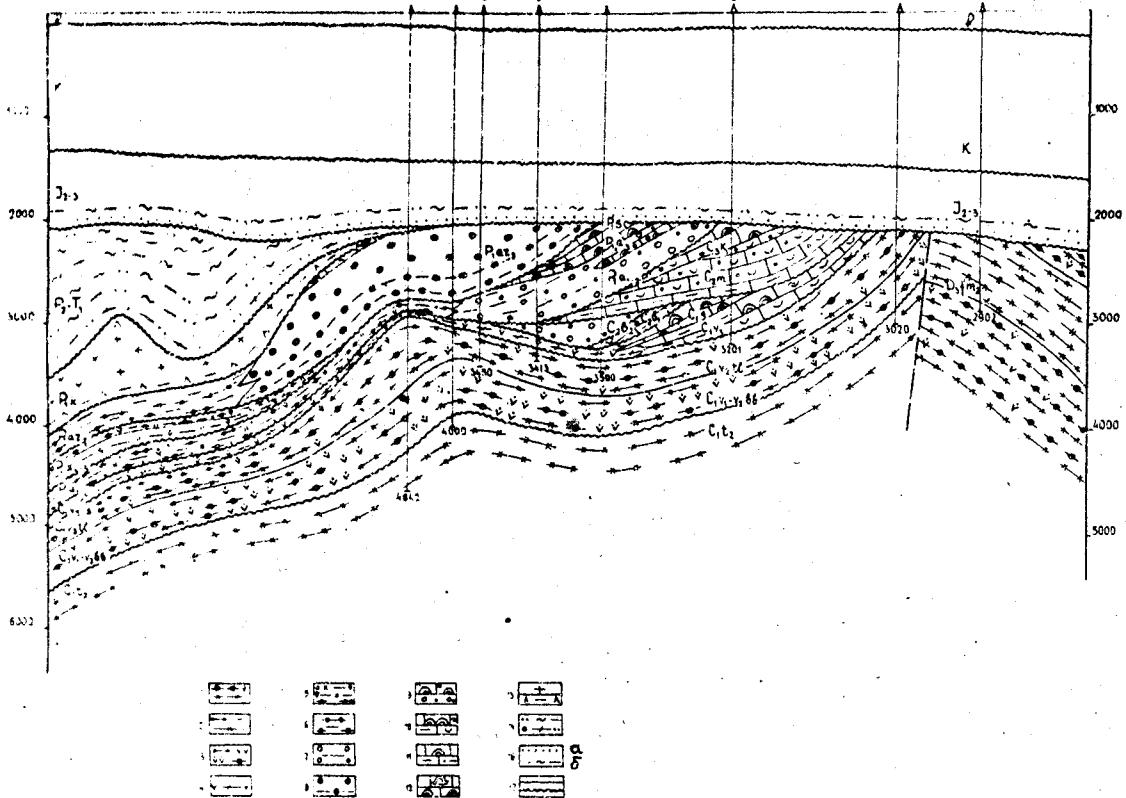


Рис. 2. Литолого-фацальная модель подсолевых отложений Тортайско-Туресайского пересечения юго-восточного борта Прикаспийской впадины. Морские литолого-фацальные комплексы: I - парагенез относительно глубоководных терригенно-глейнитового и терригенно-турбидитного комплексов заполнения; 2 - парагенез относительно глубоководного терригенно-турбидитного и лагунного доломитово-терригенного комплексов заполнения; 3 - парагенез относительно глубоководных вулканогенно-турбидитного и вулканогенно-глейнитового комплексов заполнения; 4 - неритовый тубогенно-мергельно-глинистый комплекс; 5 - парагенез глубоководного депрессионного кремнисто-глинистого комплекса и карбонатно-дебризно-глейнитового комплекса заполнения; 6 - терригенно-дебризно-глейнитовый комплекс заполнения; 7 - парагенез прибрежно-морского грубобломочного терригенно-карбонатного комплекса аккумулятивной террасы (бокового наращивания) и относительно глубоководного неритового глинистого; 8 - парагенез прибрежно-морского грубобломочного терригенного комплекса аккумулятивной террасы (бокового наращивания) и относительно-глубоководного неритового терригенно-глинистого; 9 - парагенез комплексов мелководно-шельфового карбонатного и прибрежно-морского грубобломочного терригенно-карбонатного аккумулятивной террасы (бокового наращивания); 10 - парагенез комплексов мелководно-шельфового карбонатного с органогенными постройками (типа бистром) и относительно глубоководного неритового глинисто-карбонатного; 11 - парагенез комплексов мелководно-шельфового карбонатного с органогенными постройками (типа биогермов) и относительно глубоководного неритового глинисто-карбонатного; 12 - органогенные карбонатные постройки из строматолитовых и тубифитовых известковых водорослей; 13 - парагенез гидрогенных лагунных комплексов - относительно глубоководного глинисто-ангидритового и соленосного.

Континентальные субаэральные фацальные комплексы: 14 - парагенез пестроцветных терригенных проловиально-деловиального и аллювиально-озерного комплексов; 15 - парагенез сероцветных терригенных аллювиально-озерных комплексов:

Стратиграфические границы: I_{ба} - согласные; I_{бб} - несогласные.

На этом же рубеже намечается смена относительно глубоко-водного терригенного на мелководное карбонатное осадконакопление в центральной части Южно-Эмбинского прогиба, обусловленная началом проявления здесь инверсионных движений, закончившихся в ранней перми формированием Южно-Эмбинского палеоподнятия и прекращением карбонатной седиментации.

Периодам интенсификации инверсионных движений (предмосковскому, предсреднеассельскому, позднесакмарскому и предверхнеаргинскому) на Южной Эмбе соответствовали перерывы в шельфовом карбонатонакоплении и синхронное им формирование на склонах грубообломочных толщ верхнебашкирской, ассельской, сакмарской и верхнеаргинской аккумулятивных террас, а внутри бассейна — шлейфов обломочных карбонатных пород.

Карбонатонакопление в пределах Астраханско-Актюбинской системы съездовых поднятий, начавшись с позднего девона в шельфовых мелководных условиях, впоследствии в результате проявления эрозионных процессов и углубления бассейна седиментации распалось на изолированные участки. На одних карбонатонакопление продолжалось только до турнейского века, на других — до серпуховского, башкирского или даже ассельского времени. Дольше всего карбонатонакопление продолжалось на тех участках (пл. Ежная), которые оказались вблизи осевой зоны инверсионизированного Южно-Эмбинского палеопрогоiba.

В раннекаменноугольном седиментогенезе юго-восточной части Прикаспийской впадины наблюдается активное проявление вулканических процессов в виде наземных извержений, что привело к накоплению огромных толщ вулканотерригенного, тефроидного и гиалокластического материала в ранневизейское и бобриковское время. С меньшей интенсивностью эти процессы проявились в тульское, поздневизейское, серпуховское и башкирское время и раннепермскую эпоху.

В составе карбонатно-терригенных разрезов нижнего карбона и нижней перми широки распространены вулкано-терригенные и карбонатно-терригенные турбидитные комплексы, существование которых обусловлено глубоководными условиями седиментации. Реконструкция эволюции осадконакопления в позднем палеозое юго-востока Прикаспийской впадины дает возможность выделить пять районов, отличающихся по времени, масштабам и характеру

карбонатоакопления: Приморский, Эмбинский, Южно-Эмбинский, Саэтюбинский и Арман-Бийкжальский.

В Приморском районе развиты гигантские природные резервуары массивного типа, включающие карбонатные отложения от верхнедевонских до ассельских, содержащие месторождения нефти и газа. В Эмбинском районе прогнозируется развитие погребенных верхнедевонско-турнейских карбонатных резервуаров массивного типа, с которыми могут быть связаны крупные месторождения углеводородов. В юго-западной части Южно-Эмбинского района отмечается развитие верхневизейско-ассельского резервуара массивного типа, который вследствие недостаточной надежности верхнепермско-триасовой региональной покрышки может содержать только мелкие залежи. В Саэтюбинском районе, который в виде узкой (10-15 км) полосы примыкает с северо-запада к Южно-Эмбинскому району, прогнозируется и частично установлено (на Саэтобе) развитие природных резервуаров массивно-пластового типа, связанных с грубообломочными известняковыми образованиями верхнебашкирской, ассельской и сакмарской аккумулятивных террас. Эти резервуары также имеют недостаточно надежную региональную верхнепермско-триасовую покрышку и могут содержать только мелкие залежи. В Арман-Бийкжальском районе прогнозируются карбонатные природные резервуары пластового типа, связанные со шлейфами обломочных известняков верхнебашкирской, ассельской и сакмарской аккумулятивных террас. В связи с развитием в них маломощных пород-коллекторов эти резервуары могут содержать практически только небольшие по запасам залежи, а в юго-восточной части района и средние. Поисковым признаком этих резервуаров являются крупные положительные структуры, полученные по C^1 отражающему горизонту.

Литература

- I. Акишев Т.А., Волож Ю.А., Курманов С.К. Строение докунгурского разреза Прикаспийской впадины и ее обрамления с позиций сейсмостратиграфического анализа. - М.: Наука, 1984. - С. III-II9 (Труды / ГИН АН СССР, - Вып. 388).

2. Геология и нефтегазоносность юго-востока Прикаспийской синеклизы (Западный Казахстан) / Под ред. А.Н.Дмитриевского. - Алма-Ата: Наука, 1988.
3. Гибшман Н.Б. Стратиграфия нижнекаменноугольных карбонатных отложений и освоение нефтегазовых ресурсов Прикаспийской синеклизы // Геологические основы создания Прикаспийского нефтегазодобывающего комплекса. - М.: ИГиРГИ, 1990. - С. 16-32.
4. Замаренов А.К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. - Л.: Недра, 1970.
5. Карбон восточной части Прикаспийской впадины / Д.А.Кухтинов, Л.З.Ахметшина, А.Г.Калмыкова и др. // Советская геология. - 1981. - № 1. - С. 63-68.
6. Леонов М.Г. Олистостромы в структуре складчатых областей. - М.: Наука, 1981. - (Труды / ГИН АН СССР. - Вып. 344).
7. Практическая стратиграфия. Разработка стратиграфической базы крупномасштабных геолого-съемочных работ / Под ред. И.Ф.Никитина, А.И.Жамойды. - Л.: Недра, 1984.
8. Прогноз нефтегазоносности подсолевого комплекса Прикаспийской впадины / А.Н.Золотов, Н.А.Крылов, В.П.Авров, Б.А.Соловьев // Прогноз нефтегазоносности структурно-формационных комплексов подсолевого палеозоя Прикаспийской впадины. - М: ИГиРГИ, 1989. - С. 3-13.
9. Стратиграфия и региональная корреляция подсолевых нефтегазоносных комплексов Прикаспийской впадины / Под ред. А.К.Замаренова. - М.: Недра, 1989.
10. Хворова И.В. Вулканизм и осадкообразование // Литология в исследованиях геологического института АН СССР. - М.: Наука, 1980. - С. 9-55.
- II. Таширо Я.Ш., Золотухина Г.П., Кетат О.Б. Палеотектоника подсолевых отложений периферии Прикаспийской впадины // ВМОИМ. Отд. геол. - 1978. - Вып. 6. - Т. 53. - С. 51-66.

О.С.Турков, Т.А.Меланченко
 (КазНИГРИ)

УДК 552.143:551.73(574.12)

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА
 ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЕЛЕМЕС-САЗТЮБИНСКОГО РАЙОНА

Отложения позднего палеозоя Елемес-Сазтюбинского района, занимающего промежуточное положение между Южно-Эмбинским и Приморским поднятиями, выделены в разрезах глубоких скважин лишь в последние годы и поэтому плохо изучены. Они вскрыты на ту или иную толщину единичными скважинами на площадях Маткен (скв. Г-16, ИО, И7), Елемес (скв. Г-3, Г-4, Г-108, Г-120), Аиршагыл (скв. Г-2), Карай (скв. П-1), Арман Восточный (скв. Г-1, Г-2), Сазтюбе (скв. Г-1, Г-2, Г-3) Сазтюбе Южное (П-1).

Самые древние отложения, предположительно датируемые турнейским возрастом, выделены в разрезе скв. П-1 Карай с глубины 4800 м. Представлены они песчаниково-аргиллитовой толщей. Аргиллиты характеризуются темно-серой до черной окраской, горизонтально- и косослоистые, содержат прослойки серого алевролита, местами с отпечатками растительной органики. Песчаники серые, мелюзарнистые, полимиктовые, крепко сцементированные глинистым и карбонатным цементом.

Турнейские отложения палеонтологически в настоящее время пока не охарактеризованы. Основание для их выделения – отличие в литологическом составе от вышележащей аргиллитовой толщи, в нижней части которой Г.С.Дедович встречены спорово-пыльцевые спектры, характерные для переходных слоев от турне к визе. По отложениям предположительно турнейского возраста скв. П-1 Карай прошла 200 м.

Наиболее полный разрез визейских отложений вскрыт скв. П-1 Карай в интервале 4133–4800 м. Разрез сложен преимущественно аргиллитами, содержащими на отдельных уровнях прослои алевролитов, редко песчаников. Выделяются интервалы тонкого переслаивания аргиллитов и алевролитов. В скв. П-1 Карай Г.С.Дедович в интервалах 4765–4769 м, 4740–4747 м, 4670–4676 м выделены малочисленные визейские палинокомплексы, характеризующиеся спорами

Gyrtospora cristifer, *Raistrichia senticosus*, *Manilospora marginata*, *Trilobozonotriletes incisotrilobus*, *Triquitrites batilatus*, *Punctatisporites glaber*, *Dictyotriletes trivialis*, *Endosporites granulatus*, *Densosporites intermedius*, *Cingulizonates bialata*, *Ahrensisporites querikei*, *Reticulatisporites tenuelus* и другие.

Начественный состав изученных палиноморф представляет собой смешанный спектр турнейских и ранневизейских форм. Определяя возраст по более молодым формам, можно предположить, что турнейская флора еще продолжала свое существование в ранневизейское время, постепенно угасая и исчезая.

Палинокомплексы визейской флоры выделены М.К.Калиевой из интервалов 4158-5163 м, 4292-4299 м. Среди них определены *Densosporites giganteus*, *D. variabilis*, *D. sp.*, *Lycospora pusilla*, *Cingulizonates luminosus*, *Punctatisporites glaber*, *Dictyotriletes sp.*, *Knoxuzporites rotatus*, *Hymenozonotriletes alatus*, *Reticulatisporites glumaceus*.

Залегающие выше серпуховские отложения представлены двумя фациальными комплексами - терригенным и карбонатным.

Терригенный тип разреза вскрыт скв. Г-16 Маткен (5272-5480 м), Г-2 Аиршагыл (4710-4926 м), П-1 Карабай (3895-4133 м) толщиной соответственно 208, 216 и 238 м. В скв. Г-2 Аиршагыл и П-1 Карабай серпуховская толща сложена песчаниками, расслоенными пластами и пачками аргиллитов. Содержание аргиллитов увеличивается в разрезе скв. Г-16 Маткен, где серпуховские отложения уже представлены песчанико-аргиллитовой толщей.

Карбонатный фациальный комплекс изучен в разрезе скв. П-1 Сазтобе Бжное в интервале 4812-5009 м, где толщина его составляет 197 м. Сложен он известняками, содержащими пласты и пачки аргиллитов и редкие прослой доломитов. Известняки серые, темносерые, массивные и линзонидно-слоистые, по структуре микро- и тонкосернистые. Породы неравномерно глинистые, слабоперекристаллизованные, содержат песчано-алевритовую терригенную примесь, включения органических остатков средней и плохой сохранности (мелкие раковины фораминифер, створки ostrакод, водорослевые желваки).

В скв. П-1 Карабай Г.С.Дедович в интервалах 4091-4096 м,

4056–4061 м выделены палинокомплексы, характеризующие флору позднесерпуховского времени. В комплексе широко представлены бугорчатые, шиповатые формы и споры с переплетами: *Convolutispora tuberculata*, *Knoxisporites hageni*, *Raistrickia saetosa*, *Secarosporites lobata*, *Verrucosisporites vimienus*. Много спор *Densosporites Eryuzonotriletes* – ведущих групп ви-зейских палинокомплексов. Постоянны и в значительных количествах *Lycospora pusilla* и появляющиеся *Alatisporites pus-tulatus* – признаки среднекаменноугольной флоры. Единично определены *Rotaspora Knoxii*, *Proprisporites*, *Waltzispora* sp., *Ahrensisporites* sp., *Mooreisporites* sp., *Cingulizonates*.

Своеобразие комплексу придают появляющиеся пыльцевые зерна *Monoletes Potonieisporites Florinites visendus*. Их появление отмечается исследователями в самых верхах серпуховских отложений. Присутствие *Rotaspora* sp., *Convolutispora* sp., *Alatisporites Lycospora* подтверждает близость флор среднекаменноугольного времени.

Исследованные палинокомплексы хорошо сопоставляются с палиностратотипом из разреза Донецкого бассейна, где зональные комплексы миоспор увязаны со свитами, охарактеризованными фауной. Сопоставляются они и с изученными Г.С.Дедович спектрами из отложений юго-востока Прикаспия в скв. Тортай II-1, Г-3, Табынай II-1.

И.Р.Макаровой в интервале 3916–3921 м скв. II-1 Карабай выделен окско-серпуховский палинокомплекс. В нем определены: *Monilospora subcrenata*, *Lycospora pusilla*, *Scabrosisporites* sp., *Simozonotriletes sublobatus*, *Diatomozonotriletes urbetus*, *Microreticulatisporites concavus*, *Cirratiradites*, *Bellisporites*, *Proconaspis ambicus*, *Triquitrites marginatus*, *Triquitrites batil-latus*, *Simozonotriletes sublobatus*.

Палеонтологическая характеристика серпуховским отложениям из интервалов 4837–4839 м, 4933–4939 м скв. II-1 Сазыбек Южное дана Г.П.Золотухиной. В известняках этих интервалов определены фораминиферы западнотюбинского горизонта, представленные видами: *Eostaffella proikensis* Raus., *E. acuta* Grozd. et Leb., *E. pseudostruvei angusta* Kir., *E. mosquensis* Viss., *E. postmosquensis chomatifera* Kir., *Archaeodiscus convexus* Grozd. et Leb., *Haplo-*

phragmina horridus (Brach.), *Globivalvulina minima* Reitl., *Palaeanubecularia rustica* Reitl.

Нерасчлененные серпуховско-башкирские отложения выделены в разрезе скв. П-1 Саэтобе Йынде в интервале 4710-4812 м. Как и подстилающие их отложения, они представлены известняковой толщей, содержащей в верхней части разреза пачку (до 23 м) карбонатных аргиллитов. Выделяются участки и более тонкого переслаивания известняков и аргиллитов. Единичны прослои доломитов. Эта часть разреза палеонтологически охарактеризована смешанными возрастными группировками. В интервале 4774-4779 м скв. П-1 Саэтобе Йынде Н.Е.Гибшман определены башкирские фораминиферы *Glomospira* sp., *Endothyra aff. bovmani* Phill., *Bostaffella aff. prisca* Raus., *Bradyina cribrostomata* Raus., *Archaediscus ex gr. moelleri* Raus., *Neoarchaediscus parvus* Raus.

Г.П.Золотухиной в интервалах 4717-4725 и 4774-4779 м этой же скважины определены фораминиферы позднесерпуховского времени: *Calcifolium okense* Schwer. et Bir., *Endothyranopsis crassa sphaerica* Raus., *Mediocris mediocris* (Viss.), *Asteroarchaeodiscus paraovooides* (Raus.), *Bostaffella pseudostruvei minima* Man., *Archaediscus* sp. и водоросли *Donezella delicata* Barch. и дегрит шланок.

В.А.Гандаевой в интервале 4717-4725 м в скв. П-1 Саэтобе Йынде определена фауна верхов серпуховского яруса: *Paleotextularia longiseptata* Lip., *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.), *Bostaffella proikensis* Raus., *Endothyra grandis* Lipina.

В интервале 4774-4779 м Т.Н.Малковой выделен микрофаунистический комплекс: *Glomospira* sp. (G1. aff. gordialis irregularis Raus.), *Endothyra aff. bovmani* Phicl., *Bostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *Globivalvulina* sp. (G1. aff. pulchra Reitl.), *Archaediscus ex gr. moelleri* Raus., *Archaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus parvus* Raus., характеризующие башкирские отложения среднего карбона.

Среднекаменноугольные отложения в пределах Тасым-Елемесской зоны представлены преимущественно глинисто-карбонатной толщей московского возраста. В их составе установлены два типа разрезов.

Первый, карбонатный, вскрыт скв. П-1 Саэтобе Йынде в интервале глубин 4290-4710 м, 1'-3 Елемес с глубины 4390 м и,

предположительно, Г-І Восточный Арман в интервале 4622-4836 м. Толщина этих отложений в скв. П-І Сазтобе Іжное составляет 420 м, в Г-І Восточный Арман - 214 м. Скв. Г-З Елемес прошла по ним 136 м. Разрез сложен известняками с редкими прослоями карбонатных аргиллитов. Известняки характеризуются серой от светлой до темной окраской, иногда пятнистые, массивные и тонкослоистые. По структуре среди них выделены органогенно-обломочные, биоморфно-детритовые, шламово-детритовые, микрозернистые и обломочные разности.

Второй, глинисто-карбонатный тип разреза среднекаменно-угольных отложений характеризуется более широким площадным распространением. Установлен он на Аиршагыле в скв. Г-2 (4490-4710 м), в скв. П-І Карай (3742-3895 м), Г-16 Маткен (5172-5272 м), Г-120 Елемес (4430-4600 м). Толщина этих отложений в целом по исследуемому району изменяется от 100 (Г-16 Маткен) до 220 м (Г-2 Аиршагылы); представлены они неравномерным переслаиванием известняков и аргиллитов с незначительным преобладанием известняков; встречаются единичные прослои мергелей.

По палинологическим данным нерасчлененные московские отложения установлены на площади Карай в интервалах 3834-3839 м, 3765-3767 м, 3788-3792 м (определения Г.С.Дедович).

Московскому ярусу соответствуют палинозоны *Endosporites globiformis* - *Lycospora rotunda*, *Triquitrites sculptilis* - *Vestispora magna*, *Torispora securus* - *Cyclogranisporites proiectus* - *Discernisporites irregularis* - *Vestispora venestrata*, *Thymospora laevigata* (LR-SM-SP-LP-TZ).

Комплексы перечисленных палинозон характеризуются преобладанием некрупных спор без оторочек с бугорчатой и шиповатой скульптурой, которые появились и развились еще в раннебашкирское время *Convolutispora*, *Verrucosisporites*, *Cyclogranisporites*, *Apiculatisporites*. Преобладают *Verrucosisporites tuberculatus*, *Granulatisporites microgranulatus*, *Lophotriletes ergosus*, *Conglobatisporites*. В число преобладающих входят сетчатые и ямчато-дырячные *Reticulatisporites*, *Microreticulatisporites nobilis*, *Foveolatisporites fenestratus* и другие. Наиболее характерные споры московских палинокомплексов отражены в названиях палинозон. Кроме того для них характерны споры *Moorisporites unistratus*, *Murospora kosankei*, *Triquitrites tribullatus*, *Knoxisporites*, *Cadiospora magna*, *Bifurcatisporites*.

Пыльцевой спектр достаточно многочисленен: *Florinites*, *Ponticisporites*, *Schopfipollenites*, *Ginkgocycadophytus*. Омеляется спектр единичными двухмешковыми *Disaccites* с хорошо развитыми воздушными мешками, которые в палинокомплексах верхнего карбона распространены массово. Бажным коррелятивным таксоном являются миоспоры пыльцевой группы *Disaccites*. Ее появление отмечено исследователями со второй половины московского яруса. Пыльца *Schopfipollenites* и *Ginkgocycadophytus*, по данным К.И.Иносовой, появляется с московского яруса среднего карбона.

Московские отложения этой зоны достаточно хорошо охарактеризованы палеонтологически в скв. П-1 Састьбе Южное Г.П.Золотухиной, Т.Н.Малюковой, Н.Б.Гибшман, Е.А.Жиденко, Н.К.Гордеевым, определивших в интервалах 4363–4367 м, 4550–4553 м микрофауну московских отложений: *Profusulinella integra* Chern., *P. pseudorhomboides* Put., *P. parva* Lee et Chen., *Ozawainella mosquensis* Raus., *O. dontassensis* Sosn., *Pseudostaffella* sp., *Tetrataxis parviconica* Lee et Chen.

Верхнекаменноугольные отложения в объеме касимовского яруса вскрыты в скв. П-1 Састьбе Южное на глубине 4143 м и пройдены на толщину 147 м (до отметки 4290 м). Сложенены они известняками с редкими прослойями алевролитов (до 4 м) и аргиллитов (6–12 м).

Возраст верхнекаменноугольных отложений в Тасым-Елемесской зоне датируется по палеонтологическим данным. В скв. П-1 Састьбе Южное из интервала 4170–4176 м Н.Б.Гибшман, Н.К.Гордеевым и Н.Н.Малюковой определены остатки *Obsoletes* sp., *Fusulinella* sp., *Endothyra* sp., *Fusulinella* sp., *Endothyra minima* Reitl., *E. mosquensis*, *Bradyina* cf. *venusta* Reitl., *Ammodiscus* sp., *Ozawainella angulata*, *Schubertella* sp., *Fusiella* ?, свидетельствующие о касимовском возрасте вмещающих отложений.

К верхнекаменноугольно-нижнепермским отложениям исследуемого района отнесена преимущественно карбонатно-глинистая толща, залегающая в разрезах большинства скважин между фаунистически охарактеризованными породами среднего карбона (так называемая по карстажным данным "плита") и терригенными отложениями артического возраста. Они изучены в разрезах скважин площадей

Елемес (Г-3, Г-4, Г-120), Арман Восточный (Г-1), в скв. Г-16 Маткен, Г-2 Аиршагыл, П-1 Карай.

В скважинах площади Елемес разрез верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений представлен тонким переслаиванием аргиллитов, известняков, кремнистых пород, реже мергелей. В остальных скважинах он сложен аргиллитами, расслоенными пластами и пачками известняков.

В разрезе нерасчлененных верхнекаменноугольно-нижнепермских отложений исследуемой зоны изученные палинокомплексы характеризуются присутствием таксонов смешанных флор нижней перми и верхнего карбона с преобладанием форм, более характерных верхнекарбоновой флоре. Субдоминантами в них являются *Potoniesporites*: *P. novicus*, *P. novicus* var. *immensis*, *P. unilabiatus*, *P. enormous* и др.; сопутствующими - *Vittatina*: *V. vittifer*, *V. striata*, *V. subsaccata*, *V. costabilis*, *Striatosaccites*(*Striatodiploxyypinites* *bullaeformis*, *Striatohaploxyypinites*). Мало встречено *Florinites*, *Cordaitina*, *Densipollenites*, *Gardenasporites*. Эти комплексы определены М.С.Станичниковой, Ж.Черкешбаевой, Г.С.Дедович и Ж.Давлетовой из скв. 16 Маткен (4761-5012 м, 4967-4971 м), 17 Маткен (4820-4826 м, 4610-4617 м, 4497-4502 м). Г.С.Дедович в интервалах 4299-4303 м, 4341-4343 м скв. 3 Елемес выделен аналогичный палинокомплекс, характеризующийся присутствием таксонов смешанных флор нижней перми и верхнего карбона с преобладанием форм верхнекарбоновой флоры.

В разрезе подсолевой нижней перми в пределах Тасым-Елемесской зоны выделены карбонатный сакмарский, терригенный артинский и сульфатно-карбонатно-терригенный кунгурский литолого-стратиграфические комплексы.

Сакмарские отложения вскрыты единственной скв. Г-2 Сазтобе в интервале 3706-3914 м и представлены известняковой толщей. Известняки светло-серые, массивные, неравномерно перекристаллизованные, биоморфные и реликтово-биогермные, органогенно-обломочные с крупными кораллами, фузулинидами с широко развитыми инкрustациями, иногда содержат включения гипса.

Генезис этой толщи окончательно не выяснен. Одни исследователи считают ее обычными отложениями, венчающими карбонатный разрез шельфа, а другие относят к переотложенным породам, сформированным у подножья шельфа и образующим здесь аккумуля-

тивные тела типа увалов. Существуют и иные гипотезы, по одной из которых данную карбонатную толщу можно коррелировать с верхними известняками, встречаенными в скв. Г-23 Тортай и образующими там биогермное тело.

Микрофауна сакмарского возраста определена Г.П.Золотухиной из интервалов 3783–3787 м, 3787–3789 м, 3825–3832 м и представлена *Pseudofusulina ex gr. moelleri* Schell., *Pseudofusulina ex gr. devexa* Raus.

Венчается разрез докунгурских отложений породами артинского возраста. Терригенная толща артинского яруса вскрыта большинством скважин, расположенных севернее каменноугольно-раннепермского карбонатного уступа на площадях Арман Восточный (скв. Г-I, интервал 3905–430 м), Маткен (Г-I6, интервал 4588–4962 м), Аиршагыл (скв. Г-2, интервал 4115–4430 м), Елемес (скв. Г-3, интервал 4200–4280 м, скв. Г-4, интервал 4225–4586 м, скв. Г-120, интервал 4195–4354 м, скв. Г-108, интервал 4137–4350 м), Карай (скв. П-I, интервал 3652–3742 м). Толщина этих отложений изменяется от 48 (скв. П-I Карай) до 465 м (скв. Г-I Восточный Арман). По составу слагающих пород толща песчано-глинистая, содержит прослои грубо-бломочных пород (гравелитов, реже конгломератов).

Несколько обособляются артинские отложения, вскрытые скв. Г-I Сазтобе в интервале 3760–3865 м и являющиеся по возрасту, очевидно, самыми молодыми в разрезе докунгурского палеозоя. Встреченная здесь карбонатно-кремнистая толща сложена известняками почти черными, сильно глинистыми, микрослоистыми, с углефицированной растительной органикой, радиоляриями, спикулами губок. В разрезе известняки переслаиваются с радиоларитами и аргиллитами.

Н.Н.Черкиной в скв. Г-I Сазтобе (3762–3765 м) и в скв. 4 Елемес (4452–4457 м) определены палинокомплексы, характеризующие флору артинского времени нижней перми. Аналогичные палинокомплексы выделены М.С.Станичниковой, Ж.Н.Черкешбаевой, Е.С.Девятовой из скв. 4 Елемес (4250–4253 м), Маткен I6 (4706–4709 и 4761–4767 м, 4816–4821 м).

Основные компоненты пыльцевой части *Vittatina Lub.* (27 %), *Disaccites Striatiti* (28 %); есть *Cordaitis* и других *Moyletes* (*Florinites*?); много пыльцы *D.saccites* с

неребристым телом и *Ginkgocycadophytus* (3 %), *Urmites* (3 %), *Circelliella* (3 %); редки *Azonaletes* и *Junctella*. Преобладающие виды: *Vittatina striata*, *V. duplicata*, *Striatohaploxylinus verus*, *Cordaitina uralensis*, *Florinites luberae*, *Striatohaploxylinus latissimus*, *Striatodiploxylinus elongatus*, *Coniferales nudus*, *Vitreisporites*. Определены в значительных количествах водоросли *Tasmanites*.

Описанные разрезы на большей части территории перекрываются отложениями кунгура. В их составе выделяются две толщи: нижняя сульфатно-карбонатно-терригенная, условно относимая к филипповскому горизонту, и залегающая выше соленосная. В зоне выклинивания и отсутствия соленосных отложений в разрезе филипповской толщи встречаются горизонты доломитов и доломитизированных известняков, представляющих интерес для нефтепоисковых работ.

Первоначально филипповские отложения были вскрыты в разрезе опорной скв. 5 Тугаракчанской, где толщина достигает 454 м. Нижняя часть кунгура (2767–2622 м) в этой скважине (толщина 145 м) сложена доломитами, однообразными по составу и строению.

Выше по разрезу (2622–2303 м) отмечается переслаивание ангидритов, терригенных и карбонатных пород. По-видимому, к этой же толще относится мергелистая пачка, вскрытая под солью в скв. Г-I Арман в интервале 3992–4126 м. Представлена она переслаиванием аргиллитов тонкослоистых, карбонатных мергелей слабоалевритистых, известняков окремелых.

По данным геофизических исследований карбонатные отложения филипповского возраста широко распространены на участке между Арманом и Тугаракчаном.

Кунгурские отложения Тасым-Елемесской зоны в настоящее время палеонтологически не охарактеризованы.

Таким образом, вскрытый подсолевой разрез Елемес-Сазебинского района в целом тяготеет к Бижю-Эмбинской структурной зоне, охватывающей пограничные участки карбонатного цельфа и более глубоководную часть седиментационного бассейна.

Л.Н.Иванова, С.В.Яцкевич, Л.В.Кухтинова
(ИВНИИГТ)

УДК 551.7:552.58(574)

ВЫДЕЛЕНИЕ БИОГЕРМНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И
СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ СООТНОШЕНИЙ
В ПОДСОЛЕВЫХ КОМПЛЕКСАХ БАШЕНКОЛЬ
(ЖАРКАМЫССКИЙ СВОД)

В пределах восточной части Прикаспийской впадины многие исследователи предполагают широкое развитие органогенных образований в каменноугольных отложениях на основе сходства геологического строения восточной и северо-западной ее частей [2, 3, 6]. Некоторые считали, что кроме зон биогермообразования есть и одиночные органогенные постройки, с которыми связаны скопления углеводородов на Чанамольском и Уриктауском месторождениях [6]. Большинство исследователей до последнего времени не признавали наличия разнофациальных разрезов в толщах КТ-І и КТ-ІІ, и в результате этого за пределами зон мелководного карбонатного осаждения они выделяют терриформы, где этих толщ нет, что связывается с последующим размывом [1, 4, 8, 9].

Бурение параметрических и глубоких скважин показало, что до недавнего времени в восточной части морфологически выраженные органогенные постройки существовали, разрезы карбонатных толщ КТ-І и КТ-ІІ, сравнительно хорошо коррелируемые друг с другом, слабо отличаются по мощности и литологии. Отдельные прослои в толще КТ-І на Уриктау и Алибекмеле характеризуются наличием нового рифкогенного генезиса, имеющих пластовое залегание.

Однако в самое последнее время появились данные, которые позволяют утверждать, что к западу от Уриктауской площади за пределами карбонатных уступов может существовать органогенная постройка каменноугольного возраста на юго-западе Башенколь, на скважине которой пробурены параметрические скв. П-6 в своде постройки и П-5 - в зоне ее бассейновых склонов.

В скв. П-6 и П-5 Башенколь выделены отложения пермской и каменноугольной систем. Вскрыта мощность первой из них составляет 4078 м, второй - 4244 м (рис. I). В каменноугольной системе

ме, в ее вскрытой части выделены: нижний, средний (в объеме башкирского яруса) отделы и вышележащая нерасчлененная на ярусы и отделы толща среднего и верхнего карбона. В чиинском карбоне выделены: визейский ярус, в объеме окского надгоризонта, серпуховский ярус, с возможным присутствием нижнего и верхнего подъярусов. В среднем карбоне установлены: башкирский ярус, в отделе нижнего и верхнего подъярусов; в нижнем выделены красно-полянский, северо-кельтменский и прикамский горизонты, верхний дан без дробного разделения.

Предполагается, что в скв. П-5 есть вышележащая толща среднего и верхнего карбона в глубоководной фации; впервые в верхней ее части установлены фузулиниды, свидетельствующие о наличии в разрезе пород, возраст которых не древнее гжельского яруса верхнего карбона. Отложения нижнего отдела карбона вскрыты на неполную мощность, в скв. П-5 она составляет 44 м, в скв. П-6 - 816 м. По данным фауны и споропыльцы разрез подразделен на визейский и серпуховский ярусы.

Визейский ярус скв. П-6 представлен верхним подъярусом; в объеме окского подъяруса выделен в интервале глубин 5004-4776 м. В его составе выделены тульский, алексинский горизонты и нерасчлененная веневско-михайловская толща.

Тульский горизонт сложен переслаивающимися между собой аргиллитами, алевролитами, песчаниками и маломощными прослойями конгломератов. Аргиллиты тонкослойчатые, тонкоотмученные, прослойми алевритистые, линзовидно-слойчатые, с мелкими органическими обломками. Алевролиты полимиктовые, зеленовато-серые, глинистые. Конгломераты имеют мощность до 5-10 см; состоят они преимущественно из окатанных обломков известняков, сцементированных поровым и базальным цементом, зеленовато-серой, глинисто-алевритовой массой. Размер обломков варьирует от 0,5-10 мм до 2-5 см. В цементе установлены створки и окремнелые личинки макрофауны до 3 мм, обломки морских лилий до 1 см в диаметре, крупные многокамерные фораминиферы, трубчатые водоросли.

Можно предположить, что маломощные прослои конгломератов представляют собой образования, сформированные преимущественно за счет юнтиформационных размывов и переотложений мелководных известняков. В обломках перекристаллизованных псевдооболитовых, полидетритовых и органогенно-обломочных известняков опре-

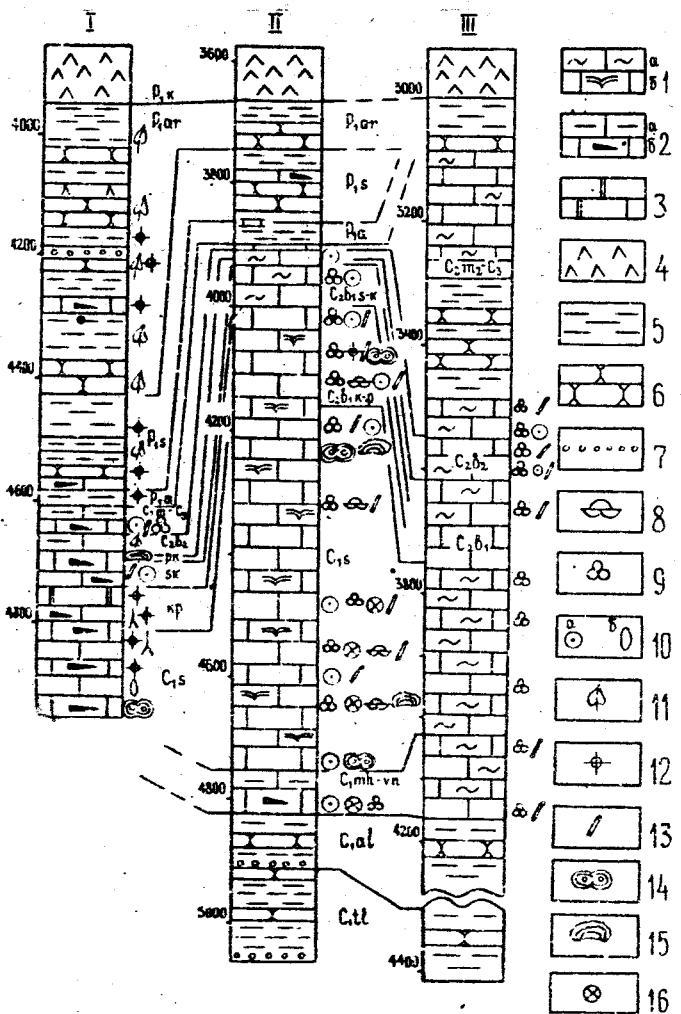


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов подсолевого палеозоя через скважины Башенкольской и Южно-Уриктауской площадей. I - известняки сраногенно-бломочные (а) и биогермные (б); 2 - известняки: а - битуминозные глинисто-кремнистые, б - битуминозные шлаковые, окремнелые; 3 - известняки доломитизированные; 4 - андидриты; 5 - аргиллиты; 6 - песчаники; 7 - гранелиты; фауна: 8 - брахиоподы; 9 - фораминиферы; 10 - остатки морских лилий (а) и остракоды (б); II - обугленный растительный детрит; 12 - радиолярии; 13 - трубчатые водоросли; 14 - онколиты и катаграфии; 15 - остатки строматопороидов; 16 - кораллы. I - скв. II-5, II - скв. II-6 Башенколь, III - скв. 24 Уриктау.

делены водоросли (гирванелла), фораминыфера *Archaeospaera minima* Sul., *Endothyra*. В прослойе биоморфно-детритового известняка установлены водоросли унгдэрелла, а также фораминыферы: *Omphalotis omphalota* Raus. et Reitl., *Nediocriis mediocris* Viss., *Eostaffella mosquensis* Viss., *Tetrataxis* sp., *Archaediscus krestovnikovi* Raus. et Reitl., *A. chernousovensis* Mamet.

В образце же темно-серого битуминозного известняка, кроме обломков брахиопод, водорослей *Fourstoneella*, *Aphralysis?*, определены фораминыферы: *Lituotuba* sp., *Endothyra bowmani* Phillips., *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *A. cf. moelleri* Raus.

В интервале глубин 4842–5000 м (Г.М.Павленко) встречен комплекс спор и пыльцы: *Granulatisporites piroformis* Loose, *Gran. arcuatus* Osch., *Acanthotriletes piroformis* (Loose) Isch., *Knoxisporites stephanophorus* Love, *Euryzonotriletes cribculatus*(W.)K. et Jusch., имеющий сходство с комплексами средне-верхнего (не древнее тульского) визе Донбасса и районов Казахстанской палеофлористической провинции. Л.Г.Калмыкова в интервале 4903–5000 м выделила сходный комплекс спор и пыльцы, однако отнесла его более определенно к тульскому горизонту.

Учитывая комплекс палеонтологических и литологических данных, верхняя граница тульского горизонта проведена на глубине 4916 м.

Алексинский горизонт выделен условно в интервале 4832–4916 м. Представлен он чередующимися между собой аргиллитами, песчаниками, известняками и прослоями конгломератов малой мощности. Аргиллиты зеленовато-серые, слабоалевритистые, известковистые. Алевролиты и песчаники мелковзернистые, полимиктовые, неравномерно глинистые, слюдистые, известковистые, с включением радиолярий, спикул губок. В песчаниках в малых прослоях есть обломки песчано-галечниковой размерности известняков, доломитов, кварца кремнистых и эфузивных пород. Известняки встречаются в виде маломощных линз и прослоев. Цементом песчано-галечниковых пород служит глинисто-песчаный материал, с примесью членников криноидей, фораминыфер, створок брахиопод. Обломки известняков представлены органогенно-детритовыми разностями, в которых встречены фораминыферы, водоросли, обломки мшанок, членники криноидей, а также песчаноолитовыми, биоморфно-детритовыми городами, неравномерно окремнелыми. Из органических остатков в обломках биоморфно-детрито-

ных известняков, из конгломератов (интервал 4903-4911 м) определены водоросли *Unguicarella*, *Schartymorphus*, раковины острок., фораминиферы: *Tuberitina saljavikilis* Mikh., *Archaesphaera?*, *Litostrea*, *Endotheca similis* Raus., *Tetrataxis* sp., *Archaeodiscus* sp. смешаношовковых Немет. В обломках мицритового известняка из конгломерата в интервале 4842-4854 м установлены водоросли *Gittanella*, *Unguicarella* фораминиферы *Endotheca similis* Raus., *Eostaffella cf. prolixa* Raus., *Eostaffella* sp., *A. krestovnikovi* Raus. et Reitl. По комплексу фораминифер имеющиеся породы условно отнесены к александровскому горизонту.

Нерасчлененная веневско-михайловская толща выделена в скв. № 6 в интервале 4776-4832 м, мощность ее составляет 56 м. Представлена она карбонатными породами - известняками, чередующимися с прослоями небольшой мощности битуминозно-кремнистых пород.

В интервале 4800-4807 м поднят керн, представленный известняками светло-серыми, крупнокристаллическими, органогенно-полидетритовыми, слоистыми, прослоями криноидными, весьма плотными; из органических остатков здесь - обломки члеников криноидей, мшанок, единичные фрагменты раковин брахиопод, обломки трубчатых водорослей, обломки кораллов; в качестве цемента - мелко псевдоолитовый кальцит. Здесь встречены редкие фораминиферы окского возраста: *Archaeodiscus moelleri* Raus., *Eostaffella ikensis* Viss. Кроме фораминифер в известняке встречаются мелкие обломки мшанок, створок раковин брахиопод, остатки водорослей кониопсара.

Внутри интервала 4769-4777 м зафиксирован контакт серпуховского и визейского ярусов. В его нижней части, относящейся к веневско-михайловской толще, встречена битуминозно-кремнистая порода, темного цвета, содержащая многочисленные кремнистые радиолярии, единичные мелкие фораминиферы, фрагменты окварцованных трубчатых водорослей, редкие обломки члеников криноидей.

Характеристика двух литологических разностей пород-известняков и битуминозно-кремнистой породы - свидетельство принадлежности пород веневско-михайловской толщи к разрезу верхней части склона щельфа, в котором породы глубокозадиального типа чередуются с прослоями обломочных известняков. На соседней Урихтауской площади в скв. 24 в интервалах 4015-4022 м, 4056-4064 м,

4107-4115 м определены характерные комплексы фораминифер веневского и михайловского возраста. По кровле веневско-михайловских отложений между Урихтауской и Башенкольской площадями наблюдается карбонатный уступ амплитудой до 636 м (рис. 2). Отложения серпуховского яруса на рассматриваемой территории развиты повсеместно. В скв. П-6 они выделены в интервале 4188-4776 м, мощность их составляет 583 м; в скв. П-5 они выделены в интервале 4814-4858 м (забой), вскрывая мощность их - 44 м. Разрез серпуховского яруса представлен в скв. П-6 широким набором карбонатных пород - известняками биогермными, пседооолитовыми, неравномерно перекристаллизованными, в разной степени доломитизированными до перехода во вторичные доломиты, нередко выщелоченными, кавернозными.

На разном стратиграфическом уровне отмечены биогермные крупнообломочные песчано-гравийные массивные известняки, состоящие из обрывков водорослей, ишанок, обломков члеников криноидей, кораллитов, клубков обволакивающих водорослей, раковин фораминифер, остракод - без следов дальнего переноса. Некоторые разности биогермных известняков целиком состоят из колоний кишечнополостных, клубков обволакивающих водорослей - онколитов, катаграфий, гирванелл, строматолитов, колоний трубчатых водорослей, захороненных в прижизненном положении (интервалы 4300-4307 м, 4392-4491 м, 4499-4562 м, 4616-4630 м).

Наиболее богатый комплекс фораминифер серпуховского возраста встречен в интервале 4479-4491 м: *Tolyrammina* (обломок), *Glo-mospira gordialis irregularis* Raus., *Eolasiodiscus aff. grandis* Iv., *Eostaffella aff. ikensis* Raus., *E. mosquensis* Viss., *Endothyranopsis* sp.?, *Monotaxinoides transitorius* Brazhn. et Jar., *Howchinia gibba longa* (Brazhn.), *Tetrataxis* sp., *Archaeodiscus ex gr. moelleri* Raus., *Necarchaediscus postrugosus* (Reitl.), *Globivalvulina parva* N. Tschern.

Этот комплекс состоит из прикрепленных форм *Tuberitina*, *Tolyrammina*, *Glo-mospira*, *Howchinia*, *Tetrataxis*, которые обрастили обломками органических остатков, но чаще всего селились на водорослях [5]. В отложениях этой части разреза много эврифациальных тонкостенных архедисцид. Р.М.Ивановой отмечается связь ареала распространения архедисцид с участками интенсивного развития водорослей. Видимо, водоросли служили не только

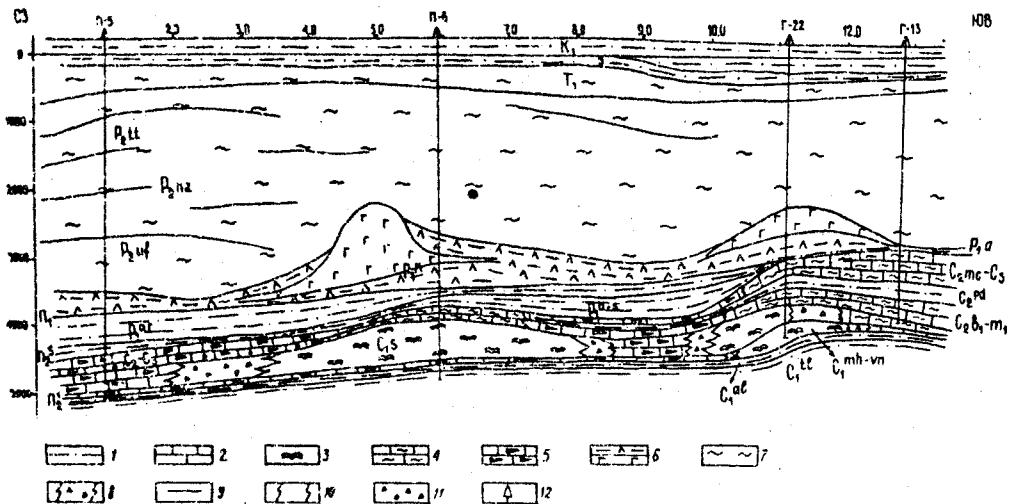


Рис. 2. Литолого-формационный геолого-геофизический профиль через скв. П-5 и П-6 Башенколь и скв. Г-22, 24, 13 Урихтау. Формации: 1-морская терригенная, 2-морская карбонатная, 3-рифогенная, 4-карбонатная мелководная слоистая, 5-морская битуминозная терригенно-карбонатная глубоководная, 6-галогенная (а) и терригенно-сульфатная (б), 7-континентальная красноцветная, 8-предрифового обломочного шлейфа, 9-сейсмический отражающий горизонт, 10-границы фациальных зон, 11-границы фациальных зон, II - обломочные породы, 12-скважина

надежной защитой от разрушения раковин, но и являлись благоприятными субстратом для их обитания.

В качестве водорослей-породообразователей выступают *Ungdarrella*, *Koninckopora Schartymorphycus*. Наиболее богатый их комплекс встречен в интервале 4300–4307 м, где помимо перечисленных выше, определены *Fourstoneella*, *Stacheia?*, *Praedonezella*.

Фаунистическую характеристику разреза дополняют тонкостенные раковинки остракод, членики криноидей, мшанки.

Д.А Кухтиновым проанализирована фауна остракод из разреза скв. II-6. В интервале 4200–4213 м установлены остракоды: *Bairdia ex gr. angulata* Zan., *B. spp. ind.*, *Bairdiacypris sp. ind.*, *Bairdiacypris sp.*; *Coeloenella sp.*, *Shivaella cf. evidens* Kotsch., *Chamispaella uniformis* K., отличающиеся плохой сохранностью. В стратиграфическом отношении данный комплекс встречается на уровне верхней части нижнего карбона и не поднимается выше низов башкирского яруса среднего карбона.

В интервалах 4460–4461 и 4479–4491 м установлены остракоды серпуховского яруса: *Polycope perminuta* (Kollett), *Perprimitia?* sp., *Microcheilinella obasa* Cooper, *Lemia? sp.*, *Basslerella suberassa* Kotsch., *Ardmorea* sp., *Acratia cf. demissa* Kotsch., *A. aff. grandis* Kotsch., *Chamishaella ex gr. unifermis* Kotsch., *Bashkirina ex gr. arta* Kotsch., *Bolbosella postlinevonsis* (Kotsch.), *B. aff. postlinevensis* (Kotsch.), *Cavellina? sp.*, *Bairdiocypris ex gr. subbilobatus* Kotsch., *B. ex gr. carbonicus* (Zan.), *B. cf. conspicua* Gorak, *Bairdia aff. hexagenalis* Gorak и другие. В этом комплексе отмечены виды, которые Н.Н.Кочеткова (1983) связывает с рифовыми фациями: *Basslerella subcrassa*, *Acratia demissa*, *A.grandis*, *Bairdiocypris subbilobatus*. К этому фациальному типу приурочены находки миодокопид (Polycope), ардморей, обычны бэрдииды и парапархитиды. В целом комплекс характеризуется систематическим разнообразием – одним из показателей биогермных фаций. Если учесть, что этот комплекс хорошо сопоставляется с комплексами из рифогенных образований Каракаганакского месторождения, то вывод об аналогичной природе рассматриваемых отложений Башенкаля представляется довольно обоснованным.

Комплекс органических остатков и вещественный состав пород, позволяют установить впервые для восточной части Прикаспийской

впадины в скв. П-6 Башенколь серпуховский ярус в рифогенной фации, который по составу органических остатков и специальному набору литотипов пород-коллекторов очень близок к таковому из одновозрастных интервалов разреза Караганакского месторождения, связанного с внутрибассейновой аттоллоподобной органогенной постройкой.

Иной тип разреза установлен в скв. П-5 Башенколь. Серпуховские отложения здесь выделены в интервале 4814-4858 м (забой) и представлены частым чередованием битуминозно-кремнистых пород, силицитов, радиоларитов, спонголитов, с маломощными (до нескольких сантиметров) прослоями мелкообломочных известняков кремового цвета, состоящих из переотложенных с мелководных участков мелких и средних скатанных с поверхности выщелоченных раковин фораминифер, неясной систематической принадлежности водорослей, обломков кораллов, онколитов, а также глинистых битуминозных известняков. Рассматриваемая толща относится ками к фации предрифового обломочного шлейфа. Л.В.Саниной в скв. П-5 в интервале 4827-4846 м в темно-сером битуминозном известняке определены фораминиферы: *Eostaffella ex gr. ovesa* (Gan.), *E. paraparva* Gan., *E. prisca* Raus., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.), относящиеся предположительно к противинскому горизонту серпуховского яруса.

К востоку от скв. П-6 Башенколь отложения серпуховского яруса установлены в интервале 4017-4140 м скв. 24 Урихтауской площади мощностью 251 м.

Башкирский ярус в скв. П-5 и П-6 разделен на верхний и нижний подъярусы. Нижний подъярус по фауне фораминифер подразделяется на краснополянский, северо-кельтменский и прикамский горизонты, мощности подъяруса изменяются от 134 до 256 м. Верхний подъярус выделен условно без подразделений на горизонты, мощность его варьирует от 10 до 36 м.

Краснополянский горизонт в разрезе скв. П-5 залегает в интервале 4042-4074 м, имеет мощность 72 м. Сложен он чередующимися между собой битуминозно-кремнистыми породами, спонголитами, радиоларитами, содержащими тонкие прослои глубоководных, мелко обломочных светло- и темно-серых известняков и вторичных доломитов, содержащих мелкие переотложенные обломки члеников крионидей, фораминифер, остракод. створок брахиопод. Бионтон-

логически обоснован этот горизонт по комплексу фораминифер, определенному Л.В.Саниной из интервала 4796–4806 м. Здесь встречаются формы, характерные для краснополянского горизонта *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kir., *E. pseudostruvei chomatifera* Kir., *E. cf. postmosquensis acutiformis* Kir., *E. paraparva* Gan., *E. paraprotvae viacherensis* (Grozd. et Leb.), *E. cf. protvae* Raus.

В скв. П-6 краснополянский горизонт выделен в интервале 3988–4176 м, мощность его 186 м, здесь он представлен широкой гаммой мелководных известняков светло-серых, кремовых, перекристаллизованных, оолитовых, фораминиферо-водорослево-мелко- псевдоолитовых, массивных и слоистых. В известняках в разных количествах присутствуют членики криноидей, трубчатые водоросли, гастроподы, остракоды, кораллы и др. Прослоями известняки сильно перекристаллизованы до однородной массы. Частично известняки водорослевые, массивные биогермные.

В интервалах 4088–4102 м, 4047–4062 м, 3995–4002 м установлены характерные фораминиферы: *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffelia ex gr. pseudostruvei* Raus. et Bel., *E. mosquensis* Kir., *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *A. subbaschlicus* Reitl.), которые дополняются формами, имеющими более широкое вертикальное распространение: *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Toljrammina* sp., *Endothyra cf. pseudobradyi* Brazh., *Eostaffellina paraprotvae* Raus., *Climacamina prisca* Lip. Среди водорослей, выполняющих роль породообразователей, определена *Beresella* sp. В этих же интервалах Д.А.Кухтинов установил присутствие единичных остракод различной сохранности, распространенных в основном в нижнебашкирских отложениях, либо частично выходящими за их пределы в ту и другую стороны: *Shivaella asselica* Jag., Sh. sp. (sp. nov.?), Sh. uniformis Kotsch., *Bairdia ex gr. alula* Kotsch., *Microcoeloenella orbiculata* Kotsch.

Северо-кельтменский горизонт в этом районе развит повсеместно. В скв.П-5 он выделен в интервале 4666–4742 м и представлен чередующимися между собой прослоями битуминозно-кремнистых пород, силицитов, радиоляритов, спонголитов, с прослоями малой мощности мелко- и среднезернистых обломочных известняков, тонко- и наклонно-слойчатых, неравномерно битуминозных, окремнелых. В обломочных известняках отмечены мелкие обломки, смесенные с мелководья ленточных и трубчатых водорослей, единичные членики

криноидей, раковинки остракод, фораминифер, обломки мшанок, обломки створок брахиопод.

В интервалах 4708–4712 м, 4686–4688 м встречен не очень богатый, характерный комплекс фораминифер: *Tuberitina bulbacea* Gall. et Harlt., *Toljprammina* sp., *Plectostaffella* sp., *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *E. postmosquensis acutiformis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* Krest. et Theod.), *A. ovoides* (Raus.), *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.), *N. postrugosus* (Reitl.), *Paleotextularia* sp., *Globivalvulina scaphoidea* Reitl.

В скв. II-6 северо-кельтменский горизонт выделен в интервале 3938–3988 м, мощность его практически такая же, как и в скв. II-5, и составляет 50 м. Охарактеризован горизонт всего лишь одним подъемом керна. В интервале 3944–3948 м разрез представлен известняками оолитово-псевдоолитовыми, массивными, и нечетко-слойчатыми, неравномерно битуминозными, прослоями мелкокавернозными, слабовыщелоченными. По литологическим особенностям эти известняки можно отнести к мелководно-морским, сводовым и склоновым образованиям. Стратиграфическая принадлежность пород установлена по комплексу фораминифер северо-кельтменского горизонта: *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *P. compressa* (Raus.), *Paleotextularia longiseptata* Lip., *Asteroarchaediscus partitus* (Raus.), *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.).

Прикамский горизонт в скв. II-5 выделен условно в интервале 4680–4686 м, мощность его 6 м. Керном эта часть разреза не охарактеризована. В скв. II-6 этот горизонт выделен в интервале 3920–3936 м, мощность 18 м. Разрез сложен известняками серого и темно-серого цвета, оолито-псевдоолитовыми, неотсортированными прослоями тонкослоистыми, иногда песчано-гравийными. Псевдоолиты разногранятся по окатанным обломкам фораминифер. Прослоями известники криноидные, битуминозные, в разной степени выщелоченные. Кроме фораминифер и членников криноидей, есть раковины остракод, брахиопод, а также окатанных обломков известняка.

В известняке из интервала 3922–3927 м Л.В.Санина установила комплекс фораминифер по возрасту не древнее прикамского *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. compressa* (Raus.), *Ps. paracompressa* Saf., *Profusulineilla?* sp., *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *A. ex gr. baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus sub-baschkiricus* (Reitl.) и другие.

Верхнебашкирский подъярус выделен в рассматриваемых скважинах условно: в скв. П-5 в интервале 4670-4680 м, в скв. П-6 в интервале 3892-3920 м. Мощность подъяруса равна соответственно 10 и 28 м. Каменным материалом эта часть разреза не охарактеризована.

Выше залегает нерасчлененная толща среднекаменноугольного (московский ярус) и верхнекаменноугольного возраста, выделена она условно в скв. П-5 в интервале 4610-4670 м, мощность 60 м. Представлена толща глубоководными известняками, шламовыми, битуминозными, прослоями органогенно-детритовыми, радиоляритами, спонголитами, с прослоями в средней части разреза тонких слоев алевролитов, песчаников полимиктовых, глинистых, известковистых, битуминозных. Возраст этой толщи подтвержден находкой в скв. П-5 в верхней ее части в интервале 4620-4621 м многочисленных представителей рода *Schubertella*, а также высокоорганизованных фораминифер из рода *Pseudofusulina* (*Daixina*), *Caspiella?*, *Nodosaria*, что позволяет считать возраст вмещающих пород не превышающим гжельского яруса верхнего карбона. Нижняя часть этой толщи керном не охарактеризована. Существование всех стратиграфических подразделений среднего и верхнего карбона в глубоководной фации мы предполагаем на основе строения формационного ряда карбонатных формаций, установленных для других участков бортовой зоны Прикаспийской владины и внутрибассейновых палеошельфов. Т.Н. Малюковой в разрезе скв. П-1 Восточный Мортук в относительно маломощной толще глубоководных отложений, относимых к верхам КТ-П и КТ-1, были определены по фауне фораминифер каширский, верхнемосковский и верхнекаменноугольный возраст пород. В разрезе скв. Г-5 Восточный Акжар по фауне фораминифер предполагаются тоже карбонатные толщи КТ-1 и КТ-П в глубоководных фациях.

Вопрос о средне-верхнекаменноугольных отложениях в скв. П-6 требует дополнительного исследования. По мнению авторов в районе скв. П-6 к началу отложений московского возраста существовало приподнятое, но глубокогруженное поднятие, осадконакопление в пределах которого протекало в относительно глубоководных условиях. Мощность тонкоотмученных осадков здесь была невелика и к тому же частичные подводные размызы или наличие зоны неустойчивого осадконакопления обусловили, видимо, неполноту разреза. Мощность этой толщи в скв. П-6 составляет не более 5 м.

Подсолевые отложения нижней перми на рассматриваемой площади сходны по строению с разрезами, вскрытыми на других близрасположенных структурах, таких как Кенкияк, Карагюбэ и других, что дает возможность коррелировать их между собой.

Ассельские отложения в скв. П-5 (4590–4610 м) и П-6 (3870–3882 м) выделены на основе сопоставления скважин Кенкиякской (скв. I02, I07, II0) и Бозобинской (скв. 3, 4, 5) площадей, где они хорошо охарактеризованы палеонтологически (конодонты, радиоларии, миоспоры). К ассельскому ярусу здесь была отнесена пачка карбонатно-глинистых пород, характеризующаяся повышенными значениями естественной гамма-активности и содержащая специфический комплекс миоспор: *Vittatina-Disaccites-Striatiti* (выделенный Л.В.Кухтиновой), которая сопоставляется с верхней частью ассельского яруса Среднего и Южного Урала, Донбасса.

Аналогичные породы, как уже говорилось, есть в скв. П-5 и П-6 Башенколь. Особенно четко положение их фиксируется в разрезе скв. П-6, где они контактируют, возможно, с известняками башкирского яруса.

По аналогии с кенкиякскими разрезами и с учетом промысловогеофизических данных можно считать, что ассельский ярус слагают аргиллиты темно-серые, неравномерно алевритистые, известковистые, иногда бигуминозные; песчаники полимитковые, мелкозернистые, известковистые с раковинами фораминифер, радиолариями; известняки пелитоморфные, битуминозные, окремнелые, иногда шламовые с примесью песчаного материала; радиоляриты и спонголиты в различной степени битуминозные, тонкослойчатые. Отложения, как уже описывалось выше, подтверждены спорово-пыльцевым комплексом *Vittatina-Disaccites-Striatiti*.

Отложения этого комплекса подстилаются различными по возрасту образованиями: ранне-среднеассельскими (скв. П-38 Карагюбэ), гжельскими (скв. I Восточный Мортук, скв. 2 Северный Киндисай), касимовскими (скв. 5 Восточный Армар), среднекаменноугольными-московскими (скв. I07 Кенкияк) или башкирскими (скв. 89 Кенкияк).

Таким образом, в одном случае очевидно стратиграфическое несогласие различной амплитуды, в другом – положение этого важного стратиграфического рубежа установить чрезвычайно трудно, а иногда и невозможно, что связано прежде всего с маломощностью

отложений, формировавшихся в условиях некомпенсированного внутрибассейнового осадконакопления.

Зафиксированное в некоторых скважинах стратиграфическое несогласие связано, по мнению Д.А.Куэтинова и С.В.Лыкевича, с проявлением глубоководных турбидитных потоков в раннеаассельское время.

Формирование стратиграфического несогласия в районе скв. П-6 связочно, видимо, с неустойчивым осадконакоплением в опущенной привершинной части структуры над толщей облекания серпуховского рифа.

Отложения сакмарского яруса рассматриваются в скв. П-5 в составе двух пачек - глинистой и терригенно-карбонатной (соответственно 4432-4520 м, 4520-4590 м), нерасчлененной толщи переслаивающихся карбонатных и терригенных пород в интервале 3870-3738 м в скв. П-6. Мощность их составляет 132-158 м, несколько увеличиваясь в направлении к скв. П-5. Слагают сакмарский ярус маломощные прослои аргиллитов, алевролитов, мергелей, известняков. Для всех разностей пород характерны тонкая субгоризонтальная слойчатость, интенсивная битуминозность, пиритизация, скопление на поверхностях наслоения мелких обломков растительных остатков, слюды. Аргиллиты тонкоотмученные, алевролиты и пёсчаники кварцевые, полимиктовые, с карбонатным цементом; мергели темно-серые, микро-тонкослойчатые, известняки темно-серые, тонкозернистые, окремнелые, с радиоляриями. Нижняя граница проведена по подошве интервала 4589-4590 м, содержащего споры и пыльцу сакмарского возраста, определенного Л.В.Куэтиновой. В изученном спорово-пыльцевом спектре доминирует ребристая пыльца *Vittatina* и пыльца хвойных. Пыльца *Vittatina* отличается большим видовым разнообразием (39 %). *Vittatina vittifer* Lub., *V. striata* Lub., *V. cincinnata* Lub., *V. vittifer* Lub. f. *cinctatus* Samoil., *V. subsaccata* Sam. var. *articulata* Abram. et March., *V. costabilis* Wils., *V. ginkgoformis* Efr., *V. vittifer* Lub. f. *minor* Sam.

Среди пыльцы также доминирует пыльца *Disaccites Cookson* (25 %) и *Striatiti Pant.* (16%).

Остальные таксоны немногочисленны: *Ginkgocycadophytus* (6 %), *Azonaletes* (4 %).

К артинскому ярусу отнесены отложения в интервалах 3958-4432 м скв. П-5 и 3647-3783 м скв. П-6, мощность которых соответственно равна 474 и 91 м.

Несмотря на значительные расхождения в значениях мощностей стратиграфический объем артинских толщ в обоих разрезах вероятно адекватен. Отличаются рассматриваемые разрезы и строением: в разрезе скв. П-5 владинного типа по литологическим особенностям можно выделить 6 пачек (сверху вниз) — глинисто-песчаную (интервал 3958–4026 м, мощность 68 м), песчаную (интервал 4026–4060 м, мощность 34 м), глинистую (интервал 4086–4180 м, мощность 94 м), алевролитовую (интервал 4180–4340 м, мощность 160 м), карбонатно-терригенную (интервал 4340–4432 м, мощность 92 м). В редуцированном разрезе скв. П-6 отложения более мелководные и дифференцировать его подобным образом невозможно, поскольку обломочный материал с востока смешался в более погруженные участки владины. Можно лишь отметить, что нижняя половина разреза артинских отложений несколько более насыщена песчаными разностями пород, верхняя — глинистыми, что отражает общую тенденцию в строении артинских толщ на востоке Прикаспийской владины.

Песчаные пачки имеют лицевидный облик и генетически связаны с глубоководными конусами выносов. Мощность и количество этих пачек (линз) различно. В частности в разрезах нижней перми Кенкийского месторождения число их достигает 7–8, то же самое и на Акжарском поднятии. В верхней части карбонатного уступа от Уриктау до Жанатана и далее на юг ритмичность в появлении песчаных пластов-коллекторов нарушена, количество их снижается.

Артинский ярус хорошо охарактеризован керновым материалом и представлен песчаниками полимиктовыми, от мелко- до крупнозернистых, тонкослойчатых, горизонтально-слойчатых, плотными с карбонатным цементом; алевролиты серые, тонкозернистые, плотные, слоистые, известковистые; аргиллиты темно-серые, тонкоотмученные, известковистые, прослоями обогащенные органическими растительными образованиями; гравелиты и конгломераты зеленовато-серые, полимиктовые, неотсортированные, песчанистые. В составе грубозернистых зерен и галек встречаются окатанные и угловато-окатанные обломки кварца, полевого шпата, кремнистых пород, органогенно-обломочного мелководного и глубоководного известняка. Для таких прослоев радиоляритов и спонголитов характерно обильное присутствие кремнистых радиолярий, спикул губок, примесь битуминозного материала. Глубоководные радиоляриты, спонголиты,

битуминозно-кремнистые известняки и доломиты встречены в интервалах третьей, пятой и шестой пачек. Контакты между различными литогенетическими типами пород ровные, четкие.

Артинский возраст этих отложений обоснован находками мио-спор по всему разрезу яруса в скв. П-5, а в скв. П-6 только в кровельной части разреза.

Видовой состав комплекса следующий: *Protohaploxylinus perfectus* (Naum.) Samoil., *Protodiploxylinus elegatus* Lub. Sam., *Limnitesporites monstruesus* Lub., *Memiaspollenites bullaeformis* (Sam.) Jans., *H. tractiferinus* (Sam.) Jans., *Striatodiplopinites parvisaccus* Efr., *S. cf. elongatus* (Lub.) Efr., *S. striatus* (Lub.) Sauer, *Vittatina costabilis* Wils., *V. vittafer* Lub., *V. striata* Lub., *V. cincinnata* Lub., *Entylissa erosus* (Lub.) Lub., *E. caperata* (Lub.) Lub., *E. aff. cucadiformis* (Naum.), *E. glaber* (Lub.) Sam., *E. invaluta* (Andr.) Varjuch., *Florinites luberae* Sam.

Таким образом, по исследованиям керна уточнен стратиграфический объем верхней и нижней карбонатных толщ, терригенной межкарбонатной толщи и толщи подстилающей КТ-П, сопоставлены разрезы соседних скважин. В скв. П-6 установлены рифогенные фации в интервале серпужовского яруса; вышележащие башкирские отложения — мелководно-морского, а маломощные средне-верхнекаменноугольные — глубоководные. В скв. П-5 каменноугольные отложения представлены глубоководными разностями пород, нижнепермские — толщей выполнения и примыкания их к карбонатным уступам — нижнекаменноугольного рифгенного комплекса к толще облекания над ним.

Итак, доказаны наличие разнофациальных разрезов карбонатных толщ КТ-І и КТ-П, ошибочность утверждений о сокращении полноты разрезов за пределами карбонатных уступов. Определена фациальная принадлежность пород различных стратиграфических подразделений. Кровля нижней карбонатной толщи в районе скв. П-6 Башенколь расположена на 300–400, а подошва на 700 м ниже, чем на Шино-Урихтауской площади. Седловина между этими площадями выполнялась, видимо, флюсовым тонкообломочным карбонатным материалом КТ-П. На западном Башенкольском склоне седловины выклинивается толща компенсации и далее в глубь впадины больше не распределяется из-за недостаточности обломочного материала, сверху она перекрывается отложениями нижней части склона карбонатного щельфа, соответствующего КТ-І и терригенным отложениям повышенной мощности ассыльско-сакмарского возраста.

Седловина между площадями Башенколь и Урихтау создала определенные условия для формирования изолированной залежи в толще КТ-П на площади Башен科尔 (скв. П-6). Предполагается распространение биогермных образований раннесерпуховского возраста в южном направлении от площади Башен科尔 (скв. П-6).

Рифогенные образования на Южно-Урихтауской площади в толще КТ-П не обнаружены.

Отмечается непрерывный характер осадконакопления на площадях Урихтау и Башен科尔 от нижнего карбона до верхней перми. Предельно сокращенная мощность надбашкирских каменноугольных отложений в скв. П-6 Башен科尔 обусловлена как режимом некомпенсированного осадконакопления, так и его неустойчивым характером в пределах приподнятой зоны над органогенной постройкой.

Наличие верхнекаменноугольных отложений в скв. П-6 предполагается по находкам фузулинид (интервал 4620–4621 м), возраст которых не древнее гжельского.

Литература

1. Геология и нефтегазоносность юго-востока Прикаспийской синеклизы (западный Казахстан) / В.С.Мильничук, Н.Б.Гибшман и др. – Алма-Ата: Наука, 1988.
2. Даляр И.Б. Структура подсолевого осадочного чехла востока Прикаспийской впадины // Советская геология. – 1985. – № 5. – С. 55–59.
3. Даляр И.Б. О предассельском размыве на восточной окраине Прикаспийской впадины // Геология нефти и газа. – 1990. – № 7. – С. 34–36.
4. Замаренов А.К. Средний и верхний палеозой восточного и юго-восточного обрамления Прикаспийской впадины. – Л.: Недра, 1970.
5. Иванова Р.М. Образ жизни и условия существования визейских и раннебашкирских фораминифер центральной части Магнитогорского синклиниория // Вопросы микропалеонтологии. – 1975. – Вып. 18. – С. 35–41.
6. Карбонатные каменноугольные отложения восточной части Прикаспийской впадины / Я.Г.Кирюхин, А.А.Константинов и др. // Изв. АН СССР. – 1984. – № 1. – С. 29–32.

7. Новые данные по стратиграфии карбона восточной окраины Прикаспийской впадины // Л.З.Ахметшина, З.Е.Булекбаев и др. // ЕМОИП, отд.геол. - 1984. - Т. 59. - Вып. 6. - С.90-102.

8. Стратиграфия нижнекаменноугольных карбонатных отложений и освоение нефтегазовых ресурсов Прикаспийской синеклизы // Геологические основы создания Прикаспийского нефтегазодобывающего комплекса. - М.: Наука, 1990.

Г.С.Дедович
(КазНИГРИ)

УДК 551.736:(561:581.33)

К ВОПРОСУ О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ ЗНАЧЕНИИ
МНОГОЧИСЛЕННЫХ *POTONIEISPORITES* И *FLORINITES*
ИЗ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПОГРАНЧИЧНЫХ СЛОЕВ
ПЕРМИ И КАРБОНА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Накопившийся фактический материал по палинокомплексам юго-восточной части Прикаспийской впадины, выявленных на рубеже смены флор верхнего карбона нижнепермскими, противоречив и требует однозначного решения: как датировать отложения, вмещающие палинокомплексы с многочисленными *Potonieisporites* и *Florinites*.

В пределах этих отложений (гжельские и асельские) изучены два резко отличных по качественному составу палинокомплекса.

Первый, относимый по установившейся традиции (на основании сходства с флорой Донбасса) к низам асельских отложений, по качественному составу тяготеет к флоре гжельского времени позднего карбона, второй - к флоре позднего аселя, нижней перми, в котором обнаруживается полное качественное единство доминирующих группировок с нижнепермскими (артинско-кунгурскими).

Сравнительный анализ двух качественно различных палинокомплексов и параллельное сравнение с другими палеонтологическими исследованиями из отложений асельского яруса показали, что кроме

явно качественного их различия, они не являются представителями одной флоры – раннепермской; и что первый из них характеризует флору гжельского времени позднего карбона, а второй – флору ас- сельского времени ранней перми.

Именно эти два комплекса имеют наиболее резкие качественные различия из всех нижнепермских палинокомплексов (асельских, сакмарских, артинских, кунгурских).

Первый комплекс настолько отличается от второго, что их невозможно спутать даже при первом ознакомлении. Он характери- зуется исключительным преобладанием пыльцы *Monosaccites* с форма-родами *Florinites* и *Potonieisporites*, с суммарной встречаемостью 35–55 %, особенность которых – отличная темно- оранжевая окраска, великолепная сохранность и очень крупные раз- меры. На фоне этих доминирующих форм все остальные пыльцевые группировки малочисленны и незначительны. Довольно редка пыльца *Vittatina Lub.* – одна из доминант нижнепермских палинокомплек- сов. Ее встречаемость иногда достигает – 7–10 %, но постоянно – до 3 %. Споры тоже несущественны в долевом участии (5–7 %), но качественно они резко отличны от спор второго комплекса, так как все из спектров флоры позднего карбона: *Raistrickia* (Loose) Schopf, Wilson et Bentall., *Raistrickia fibrata* (Loose) Schopf. et Kr., *Convolutispora clivosa* Inos., *Microreticulatisporites nobilis* (Wischer) Knox., *Triquitrites tribullatus* (Ibrachim) Schopf, Wilson et Bentall. Двухмешковая пыльца представлена группами *Disaccites*, *Striatites*, *Protobiodocarpaceae* и другими редкими группами.

Во втором палинокомплексе происходит смена доминант в пыльцевой части комплекса, и на первое место выступают пыльце- вые группы *Dicassites*-*Striatites*-*Vittatina* – та триада доми- нант, которая составляет основной фон нижнепермских пыльцевых палинокомплексов. Представители интересующих нас форма-родов *Potonieisporites* и *Florinites* уже насчитываются единичными зернами. Споры меняют свой облик – это явно пермские споры, особенность которых, в противоположность первым, ярким и кра- сочным, – бледная окраска и слаженная невыразительность форм: *Verrucosisporites elegans* Inos. *Cyclogranisporites polypyrenus* Lub. *Apiculatisporites* sp. *Granisporites* Dyb. et Jach. Pot. et Kr. *Lycospora deformis* Schw. *Convolutispora clivosus* Inos.

Таким образом, в первом комплексе безраздельно господствуют *Monosaccites* родов *Potonieiscrites* и *Florinites* а во втором - их участие ничтожно, и в доминанты выходит триада пыльцевых групп *Vittatina-Disaccites-Striatites*.

В обоих комплексах постоянны в больших количествах всдоросли *Tasmanites*.

Итак, в пределах ассельского яруса нижней перми изучены два качественно различных палинокомплекса, первый из которых явно тяготеет к флоре позднего карбона. Эта закономерность прослеживается в палинокомплексах из отложений Донбасса (К.И.Иносова и др.), Южного Урала (И.Ф.Фаддеева), Западного склона Урала (Г.В.Дюпина), юго-западного Прикаспия (Н.Н.Подгайная), восточного Прикаспия и Актюбинского Приуралья (Л.М.Попонина). Такая последовательная закономерность не может не заинтересовать, тем более, что палеонтологические данные (микрофауна, аммоноиды, брахиоподы, конодонты) тоже интересны и дают такие же смены фаун внутри ассельского яруса.

Замечено, что в ассельский век комплексы фузулинид, в основном, однообразны. Многочисленные швагерини появляются только с основания средней зоны ассельского яруса или в самой верхней части нижней. Разительные перемены в палеобиографическом распространении фузулинид произошли только с начала сакмарского времени. Ассельские сообщества фузулинид тесно связаны с позднекаменноугольным и большинство составляющих его родов возникло еще в карбоне. Среди фузулинид ранней перми, также как и позднего карбона, господствовали швагериниды.

Рубеж между карбоном и пермью не отмечен сколько-нибудь значительными перестройками фузулинидового сообщества.

Не изменились существенно и мелкие фораминифера.

Также еще не выяснено, какие аммоноиды присутствуют в нижней зоне ассельского яруса. Достоверные остатки древних ассельских аммоноидей найдены лишь в средней зоне и до получения новых данных ранний рубеж ассельского этапа, вероятно, следует сопоставлять с основанием последней Г5.

В настоящее время очень трудно отличить позднекаменноугольные брахиоподы от раннепермских Г4.

Конодонты на рубеже гжельского и ассельского веков изменяются очень постепенно. Более резкое изменение комплексов

приурочено к рубежу ассельского и сакмарского ярусов. При этом свиногнатодус, вероятно, появляется только в середине сакмарского, а не в ассельском ярусе [4]. Конодонты ассельского яруса преимущественно представлены видами, переходящими из гжельского яруса, или новыми, близкими к ним [4].

Перемены в палеобиографическом распространении всех прослеженных групп фауны произошли внутри ассельского яруса или начали сакмарского веков.

Д.М.Раузер-Черноусова, проследившая эволюцию фаун в ранней перми, заметила, что естественный рубеж в развитии основных групп фаун и в геологической истории Земли, хорошо обоснованный палеонтологическими методами, приходится на границу между ассельским и сакмарским ярусами, а граница в основании ассельского яруса обоснована слабо [5].

Трудно определить геологические явления такого же масштаба на рубеже гжельского и ассельского веков. Ассельские отложения чаще составляют один седиментационный цикл с гжельским.

Важные геологические события, произошедшие на рубеже ассельского и сакмарского веков, изменили конфигурацию морей и суши, усилили климатические контрасты, проявившиеся в аридизации климата, повлекли за собой изменение растительного покрова.

Известно, что качественное различие составов палинокомплексов прямо зависит от смены растительного покрова, происходившей под воздействием двух факторов: климатических изменений и геологических явлений. Под влиянием возрастающей сухости в растительном покрове Земли в Евразии угасают старые типы и появляются новые. Особенно резко эти условия проявились в перми, когда почти полностью исчезают папоротники и кордайты и возрастает значение хвойных [2].

"В Европе поздняя карбоновая флора в эпоху "красного лежня" по мере того как климат становился более сухим, оставаясь жарким, стала постепенно принимать ксерофитный характер", - писал в свое время А.Н.Криштофович [2].

Растительный покров на рубеже карбона и перми изменился, что связано с аридизацией климата, о значимости этого явления для обоснования границ между системами, писал С.В.Мейен: "... в будущем придется обосновывать границу систем в континентальных отложениях в Европейской палеофлористической области

преимущественно палинологическими данными ..." [1], и что "... палеоботанические данные могут использоваться только через выявление и сопоставление происходивших в течение карбона и перми климатогенных флористических смен ..." [1].

Многочисленные *Potonieisporites* и *Florinites* в первом палинокомплексе из отложений асельского яруса юго-востока Прикаспия появились еще в среднем карбоне и были постоянными компонентами всех последующих флор, вплоть до второго комплекса асельского яруса, с некоторыми количественными и качественными вариациями; особенно много их в палинокомплексах низов асельского яруса. Напротив, в середине асельского яруса они исчезают до единичной встречаемости во втором. Эти два характерных форм-рода - достаточно хороший стратиграфический индикатор на рубеже климатогенных флористических смен. Их исчезновение во втором палинокомплексе, характеризующем флору засушливого климата, и есть рубеж между каменноугольной и пермской системами.

Все приведенные аргументированные факты дают возможность, вслед за палеонтологами, высказать мнение о возможности проведения границы между карбоном и пермью внутри асельского яруса.

Не касаясь вопроса фитогеографического районирования перми в СССР, предложенного С.В.Мейеном [3, 4], можно, в частности, сказать, что флора юго-востока Прикаспия (и юго-востока Русской платформы тоже), являясь Субангарской (при трехчленном делении: Евразийская, Ангарская, Субангарская), уподобляется близлежащей флоре западного склона Урала [6], и первый комплекс уже и так должен быть отнесен к позднекаменноугольной флоре, а именно, гжельской, потому что многочисленные *Potonieisporites* и *Florinites* совместно с перечисленными ранее компонентами, встречены на западном склоне Урала в палинокомплексах из отложений позднего карбона.

Литература

1. Границы геологических систем. - М.: Наука, 1970.
2. Криштофович А.Н. Флористические зоны карбона и перми в Северном полушарии // Избранные труды. - М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959. - Т. I - С. 171-173.
3. Мейен С.В. Основы палеоботаники. - М.: Недра, 1987.

4. Основные черты стратиграфии Пермской системы СССР. - Л.: Недра, 1984 (Труды / ВСЕГЕИ. Т.286).
5. Раузер-Черноусова Д.М. Граница карбона и перми // Границы геологических систем. - М.: Наука, 1976. - С. II-II7.
6. Чувашов Б.И., Дропина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. - М.: Наука, 1976. - С. 137-192.

Н.Н.Подгайная
(ПГО "Нижневолжскгеология")

УДК (551:581.83):551.73

РОЛЬ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ
ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОДСОЛЕВЫХ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
АСТРАХАНСКО-КАЛМЫЦКОГО ПРИКАСПИЯ

При освоении подсолевого комплекса верхнего палеозоя в пределах Астраханско-Калмыцкого Прикаспия выполнен большой объем палеонтологических и палинологических исследований. Вследствие слабой фаунистической оксарктеризованности флишиодно-молассовых, карбонатно-терригенных и сульфатно-терригенных средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских отложений при их изучении одно из ведущих мест занимают палинологические данные.

Позднепалеозойские растения обладали большой миоспоровой продуктивностью. Это способствовало захоронению миоспор в образованиях разных генетических типов и их таксономический состав, в отличие от фаунистических остатков, был менее подвержен фациальным изменениям. Кроме того, продуценты миоспор в это время быстро эволюционировали. Шел интенсивный процесс видообразования, появлялись короткоживущие виды, занимавшие обширные ареалы обитания. Все это обусловило большое геохронологическое значение миоспор и их нередко первостепенную роль для дробного расчленения вмещающих отложений и широких межплощадных и межрегиональных корреляций.

В процессе исследований изучались все микрокомпоненты, встречающиеся в мацератах пород: споры, пыльца, микрофитопланк-

тон, фрагменты тканей, кутикул, коллоидное органическое вещество (ОВ), смолы, обугленный растительный детрит, витринит и прочие органические остатки и их количественные соотношения. Установленные таким образом спорово-пыльцевые комплексы (СПК) имеют многокомпонентный состав. Выделяется группа эврифациального значения. Сюда входят некоторые виды спор, пыльцы и микрофитопланктона с широким ареалом распространения и узким стратиграфическим диапазоном приуроченности. Это так называемые "характерные, руководящие и ключевые" таксоны, имеющие, главным образом, биостратиграфическое значение. Все остальные компоненты и СПК в целом имеют также корреляционное значение и являются индикаторами условий древнего осадконакопления.

Количественные показатели перечисленных составляющих СПК, преобладание тех или иных микрокомпонентов, их размеры, цвет и степень сохранности отражают палеогеографические и тафонометрические условия; они дают возможность определять исходный тип рассеянного органического вещества (РОВ), степень его зрелости для нефтегазообразования и дополняют результаты геохимических исследований при прогнозировании фазового состояния углеводородов. Такой подход хорошо согласуется с оригинальным определением сути палеоботанической работы, данным С.В.Мейеном: "Основа нашей работы не догадки и опровержения, а нечто вроде песни путешественника, который едет на ишаке и поет обо всем, что видит"

ГЗ 7.

При изучении вновь разбуриваемых отложений использовались указанные методические приемы. Затем с учетом уже известных материалов С.Н.Наумовой, В.С.Маявкиной, В.Л.Синегуб, Е.Ф.Шаткинской, М.С.Станичниковой, Г.Д.Ефремовой, Н.Н.Маркиной, Г.И.Беловой, Г.С.Дедович автором обобщены результаты собственных исследований более 3 тысяч образцов керна. В итоге установлены субрегиональные комплексы спор, прослежены закономерности распространения слоев с этими СПК в пределах разных структурно-фаунистических зон, сопоставлены выделенные СПК с комплексами эталонных и типовых разрезов, выявлена хронологическая последовательность в развитии позднепалеозойской палинофлоры для территории Астраханско-Калмыцкого Прикаспия. Впервые для исследуемой территории обосновано выделение в составе средне-верхнекаменноугольных флишоидных образований Карасальской моноклинали и Каракульского зала отложений мацковского, кревянского, хамов-

нического, дорогомиловского, добрятинского, павловопосадского и ногинского горизонтов карбона. Доказано присутствие отложений холодноложского и шиханского горизонтов асельского яруса в составе нижней сероцветной молассы Каракульско-Смушковской зоны дислокаций и холодноложского горизонта в нижней части глинисто-кремнисто-карбонатной битуминозной тесли Астраханского свода. Обосновано выделение саргинского и саранинского горизонтов в составе сульфатно-карбонатных образований верхнеаартинского подъяруса. Кроме того, по новым палинологическим данным предлагаются: процессы солеобразования в пермском периоде в юго-западной части Прикаспийской синеклизы начались несколько раньше (в середине асельского и в позднеаартинское время), чем на территории северной прибрежной зоны и в стратотипической местности Среднего Урала [2].

Все это использовано при создании детальных стратиграфических схем карбона и перми Астраханско-Калмыцкого Прикаспия, и включенных в корреляционные части схемы карбона и перми Восточно-Европейской платформы. Характеристики СПК, на основе которых выделены упомянутые стратиграфические подразделения, опубликованы в работах [2, 6, 7, 8] и здесь не приводятся.

Как показал опыт отечественных и зарубежных палинологов [1, 4, 5, 6, 9, 10], мазераты пород являются своеобразными матрицами, в которых зашифрованы сведения о РОВ и условиях древнего осадконакопления в широкой полосе "суша-море". Эти сведения с успехом используются за рубежом для повышения эффективности поисковых работ. Однако в Советском Союзе эти исследования до сих пор не развиты, не известны широкому кругу геологов-нефтяников и из-за отсутствия спроса большинством палинологов не проводятся. Хотя, несмотря на это М.В.Олтурковой, М.А.Петросянц, Г.В.Мусиной, Л.В.Ровниной созданы методические рекомендации [4, 5, 9], достаточно полно освещающие приемы использования различных микрофитофоссилий для этих целей. К сожалению, этими авторами выяснено их диагностическое значение или для очень широкого стратиграфического диапазона, или только для мезо-кайноэя.

Значение же некоторых микрокомпонентов, характерных для позднекаменноугольных и пермских отложений, пока изучено слабо и лишь для некоторых территориально удаленных палеобассейнов

Г I, 4, 5, 7]. Между тем известно, что особенности распределения организмов и их остатков во времени и пространстве весьма специфичны вследствие неоднократных и порой очень резких палеогеографических перестроек, характерных для этого периода, и требуют специального рассмотрения для каждого региона. Поэтому, сочетая палинологические данные с материалами В.И.Левиной и Н.И.Черновой по литолого- и структурно-фациальному анализу, автор статьи попытался выявить значение отдельных микрокомпонентов для расшифровки условий формирования отложений исследуемого отрезка времени Г I, 6, 8], и выяснить особенности распределения разных типов сингенетического РОВ в конкретных нефтегазонсодержащих толщах.

Для примера рассмотрим результаты исследования нефтегазоносных толщ Карасальской моноклинали. Изучались стратифицированные автором средне-верхнекаменноугольные и асельско-артинские отложения. Установлено, что во флишоидных алевролитово-глинистых с редкими прослоями карбонатов средне-верхнекаменноугольных отложениях присутствует преимущественно гумусовое и лейптенитово-гумусовое ОВ. В составе гумусового есть лишь обугленный растительный детрит, в лейптенитово-гумусовом — преобладают споры папоротникообразных, плауновидных, пыльца голосеменных, а также обугленный детрит, фрагменты разрушенных оболочек миоспор, кусочки кутикул и сосудистых тканей. Окраска миоспор темно-желтая то коричневой свидетельствует, что РОВ и вмещающие его отложения находятся в зоне генерации нефти (стадия МК₁₋₂), палеотемпературы порядка 100–150°C. Судя по микрокомпонентному составу, данное ОВ сформировалось в прибрежно-морских условиях в непосредственной близости от берега.

В асельских органогенно-обломочных известняках с маломощными прослоями глин, вскрытых бурением в пределах внешней борговой зоны, весьма незначительно количество сингенетического РОВ альгинитовой группы. В его составе нитчатые остатки водорослей, типичных для карбонатных фаций, незначительна примесь мелкого обугленного детрита, пенистых сгустков аморфного ОВ желто-бурого цвета и редкие, единичные миоспоры. Микрокомпонентный состав РОВ и его весьма малые количества свидетельствуют, что изученное ОВ сформировалось в сравнительном удалении от берегов мелководного бассейна, в обстановке очень малого сноса терригенного

материала, весьма благоприятной для развития раковинной фауны и известковистых водорослей - строителей водорослево-фораминиферовых биогермных массивов. В некоторых интервалах исследуемой толщи содержатся, вероятно, миграционные УВ (в палинологических препаратах - сгустки пенистого аморфного ОВ). Это подтверждается и данными геохимического анализа. Так, судя по материалам Н.П.Королевой, в скв. З Восточно-Шарнутской, интервал 2707-2714 м резко возрастает количество хлороформенного битумоида (до 0,235%), а вмещающие породы характеризуются хорошими коллекторскими свойствами (абсолютная пористость 9,3-10,2 %, проницаемость до 3 мД). По-видимому отложения асельского яруса, не являясь нефтегазоматеринскими, могут аккумулировать залежи УВ. Накопление осадков, обогащенных наиболее перспективным для нефтеобразования сапропелевым ОВ, в пределах Карасальской моноклинали связано с артинским веком; причем, как показывают палинологические данные, геолого-геохимические особенности его в относительно глубоководных отложениях континентального склона, сравнительно мелководного и мелководного шельфа были различны. В нижнеартинских глинисто-кремнистых отложениях глубокого шельфа (скв. 4,5 Карасальские, 4 Городовиковская) обнаружены значительные скопления слабодеградированного сапропелевого ОВ альгинитовой породы (преимущественно одноклеточные водоросли типа тасманитес и ационалитетес). Цвет микроводорослей темно-желтый с коричневым оттенком указывает на то, что ОВ находится в фазе нефтеобразования, соответствующей стадии МК₁₋₂. Хорошая сохранность микрофоссилий, минимальная примесь мелкого обугленного дегрита, почти полное отсутствие миссспор наземных растений свидетельствуют о том, что ОВ сформировалось в удалении от берега, в относительно глубоководных условиях с незначительным привносом терригенного материала с суши.

Значительные скопления сапропелевого ОВ, преимущественно аморфогенного типа, также находящегося в зоне генерации нефти, выявлены в сравнительно мелководных сульфатно-карбонатных отложениях верхнеартинского подъяруса (скв. 3,4 Восточно-Шарнутские, 1 Листинская, 5,6,7,101 Кануковские, 2 Южно-Плодовитенская). Установлена хорошая корреляционная зависимость между степенью деградации оболочек микроводорослей, прослеженной в палинологических препаратах, и количеством и качеством битумоидов по данным химического анализа. Так в скв. 2 Южно-Плодовитенской в интер-

вале 2830–2837 м в палинологических препаратах наблюдается полное разрушение микрофитофоссилий и здесь же по данным Н.П.Логодиной и В.М.Жеролис отмечается довольно высокое количество миграционно-способного петролейно-эфирного битумоида (до 0,05 %), а также хлороформенного (0,05 %) и спирто-бензольного (0,0037%). Выше по разрезу в интервале 2672–2683 м отмечается лишь частичное разрушение микроводорослей и соответственно снижается количество упомянутых битумоидов до 0,0012 %. С углублением изменяется цвет микрофитофоссилий, следовательно катагенетическая преобразованность ОВ более высока (стадии МК₁–МК₂).

Состав ОВ, степень сохранности компонентов и литологические данные – свидетельство того, что рассматриваемый тип ОВ сформировался в прибрежно-морских, лагунных условиях с неустойчивым гидродинамическим режимом и быстрой осадкой эвапоритов. Эти условия, с одной стороны, способствовали начальной стадии разрушения оболочек микрофитофоссилий, необходимой для вступления в фазу генерации нефти, а с другой – обеспечили сохранность ОВ на стадии диагенеза. Обнаруженные при бурении значительные нефтеявления из отложений именно этой фациальной зоны подтверждают их высокий нефтематеринский потенциал.

В мелководных сульфатно-карбонатных отложениях внешней прибрежной зоны (скв. I Южно-Хамхурская, I, 2 Восточно-Шарнутские, I Карасальская) содержание сингенетического РОВ незначительно. Вероятно, здесь на стадии диагенеза преобладали окислительные условия.

Таким образом, в результате комплексного изучения средневерхнекаменноугольных и ассельских–артинских отложений Карасальской моноклинали установлено: наибольшим нефтематеринским потенциалом обладают артинские образования глубоководного и сравнительно мелководного чельфа.

В заключение отметим высокую эффективность палинологического метода не только для обоснования детальной стратиграфии и широкой корреляции отложений, но и для получения ценных сведений о некоторых аспектах палеогеографии изучаемого района, условиях формирования и продуктивном потенциале нефтегазоносных отложений.

Литература

1. Левина В.И., Подгайная Н.Н. Спорово-пыльцевые комплексы как показатели смены условий осадконакопления // Теория и практика палеонтологических исследований перми и триаса СССР.-Сыктывкар, 1986. - С. 42-53.-Деп. в ВИНТИ, № 4839-В86.
2. Левина В.И., Подгайная Н.Н. Новые данные к обоснованию региональной стратиграфической схемы перми юго-западной части Прикаспийской синеклизы // Палинологические таксоны в биостратиграфии. - Ч. I. - Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1989. - С. 109-116.
3. Мейен С.В. Что скажет мне методолог? // Знание-Сила. - 1986. - № 1. - С. 21-22.
4. Ошуркова М.В. Детальное расчленение угленосных отложений по палеофитологическим данным: Методические рекомендации. - Л.: ВСГЕИ, 1981.
5. Петросянц М.А., Овнатанова Н.С., Мусина Г.В. Микрофоссилии в геологической практике: их роль в определении обстановок древнего осадконакопления // Итоги науки и техники. Сер. "Общая геология". - Т. 27. - М.: ВИНТИ, 1990.
6. Подгайная Н.Н. Палинокомплексы верхнекарбоновых, пермских и нижнетриасовых нефтегазоносных отложений Астраханско-Калмыцкого Прикаспия и их значение для поисково-разведочных работ: Автореферат дис. на соискание ученой степени канд. геол.-минерал. наук. - Саратов: Сарат. ун-т, 1988.
7. Подгайная Н.Н., Шварцман Е.Г., Левина В.И. Позднекаменноугольные палиnofлоры Донбасса и восточной части Донецко-Промышловской миогеосинклинали // Ежегодник ВЮ. - Т. XXXI. - Л., 1988. - С. 212-223.
8. Подгайная Н.Н. Развитие пермской флоры на территории Астраханско-Калмыцкого Прикаспия по палинологическим данным // Палинология в СССР. - Новосибирск. Наука, 1988. - С. 95-98.
9. Ровнина Л.В. Определение исходного типа и уровня катагенеза рассеянного органического вещества палинологическим методом. - М.: ИГиРГИ, 1984.
10. Combaz A. Les palynofacies // Rev. Micropaleont.-1964.-V.7.-N 3.-P.205-218.

В.И.Левина, Н.И.Чернова
 (ПГО "Нижневолжскгеология")

УДК 552.143+551.7.022(470.46)

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ СООТНОШЕНИЯ ПОДСОЛЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАСАЛЬСКОЙ МОНОКЛИНАЛИ

Карасальская моноклиналь – сложнопостроенный тектонический элемент юго-западной части Прикаспийской впадины, располагающийся во внутренней угловой части ее, ограниченный с запада и юго-запада бортовыми структурами впадины и ступенчато-погружающейся на восток-северо-восток в Сарпинский мегапрогиб.

В строении осадочного чехла юго-запада Прикаспийской впадины выделяются три крупных структурно-тектонических этажа: подсолевой докунгурский, соляно-купольный – кунгурско-палеогеновый и неоген-антропогеновый (покровный). Подсолевой подразделяется на два подэтажа: нижний – досреднефранский, представленный преимущественно терригенными породами, и верхний – среднефранско-артинский, сложенный в основном карбонатными породами.

В разрезах глубоких скважин, пробуренных во внутренней части впадины в Волгоградской области (профиль Ново-Николаевских и Северо-Сарпинских скважин), в Актюбинском Примуралье (Блаксай, Кенкяяк), в Гурьевской области (Каратон, Биликтау, Тенгиз, Южная), на Астраханском своде (скв. 2 Долгошданая, З Базовская, I Астраханская, 2 Смушковская) и его окном крыле, преимущественно развиты карбонатные формации в позднем девоне, карбоне, ранней перми.

О строении более глубоких горизонтов протерозоя и нижнего палеозоя можно судить лишь по данным геофизических работ, свидетельствующих о преимущественно терригенном их составе. В скважинах на юго-восточном склоне Воронежской антиклизы вскрыты терригенные толщи доверхнедевонских образований (верхнего протерозоя и нижних горизонтов девона).

Карасальская моноклиналь располагается на приподнятом участке фундамента, являющемся восточным продолжением Задонского выступа Воронежской антиклизы, что предполагает сокращенные мощности нижних горизонтов осадочного чехла. Так, в Тормосинской опорной скважине, расположенной к западу от Карасальской моноклинали, фундамент вскрыт на глубине 3548 м, к условно

девонским образованием отнесена здесь пачка терригенных пород мощностью всего 8,5 м. Это дает основание прогнозировать сокращение мощности терригенного девона и на высокомощнитудных выступах фундамента на Карасальской моноклинали. Верхние же горизонты подсолевого палеозоя, сложенные карбонатными толщами, имеют довольно выдержаные мощности, о чем свидетельствуют сейсмические данные по отражающим горизонтам II₁, II₂ и II₃.

Наиболее полные разрезы с вскрытием нижнефаменских отложений изучены в северной части Карасальской моноклинали по скв. II₆, II₇ Северо-Сарпинским. Нижнефаменские отложения в фации мелководного шельфа вскрыты на глубинах 5448–5500 м. В нижней части они представлены терригенно-карбонатными, в верхней – преимущественно карбонатными породами: выше, вплоть до отложений южно-шансирского яруса среднего карбона, разрез сложен карбонатами.

Новые данные по строению карбонатного комплекса пород нижнего карбона получены по скв. 2 и 3 Южно-Шлодовитенским. По поверхности комплекса (II₂) выявлены несколько зон валообразных поднятий субмеридионального простирания, о строении которых, кроме данных сейсморазведки, получена информация и по ряду скважин II₆, II₇ Северо-Сарпинских, I, 2, 3 Южно-Шлодовитенских, I Южной, 3, 4 Городовиковских и др.).

О строении верхних горизонтов гидросолевого комплекса, сложенных терригенной толщей среднего-верхнего карбона и карбонатной и карбонатно-сульфатной толщами нижней перми, получены достаточные данные при бурении скв. I, 2, 3, 4, 5 Карасальских, 2, 3, 4 Восточно-Шарнутских, 5, 6, 7, 101 Кануковских и других. В пределах моноклинали выделяются три типа разрезов нижней перми: мелководно-лагунный – во внешней прибрежной зоне, мелководный рифогенный – собственно бортовой и депрессионный – во внутренней прибрежной зоне. Вдоль бортового уступа по поверхности подсолевой нижней перми выпадают поднятия тектонико-седиментационного генезиса. Во внутренней прибрежной зоне вскрываются раннепермские образования в депрессионной глинисто-кремнисто-карбонатной относительно глубоководной фации с обломками биогермных пород, с мощностями в 10–15 раз меньшими по сравнению с разрезами бортовой зоны.

Анализ стратиграфических соотношений и вещественного состава слагающих разрезы пород свидетельствуют о сложной истории формирования осадочного чехла этого района - от позднего девона до артинского времени, которая выразилась в пестроте осадочных толщ и характере их размещения.

Девонская система. Отложения верхнего девона, вскрытие в разрезе скв. II7 Северо-Сарпинской, представлены плотными, слабо пористыми карбонатными отложениями, вскрытая мощность составляет 380 м. По сейсмопрофилям мощность карбонатного девона (до "ОГ" Π_3) может составлять до 800 м. Образования терригенного девона на Карасальской моноклинали не изучены.

По сейсмопрофилям Карасальской моноклинали можно проследить развитие карбонатных толщ девона и на отдельных поднятиях. Для этого построен профиль, секущий вкрест простирания борта по линии скв. I, 2, 3 Привольненские, II7 Северо-Сарпинской, 4, 1 Южно-Плодовитенские. По этому профилю отложения девона в своде Южно-Плодовитенского поднятия предполагается вскрыть на отметках 5200-5700 м. Бурение скв. 4 Южно-Плодовитенской с проектной глубиной 5500 м даст возможность изучить большую часть разреза девона и оценить нефтегазоносность девонских отложений внутренних областей Прикаспийской впадины. Можно предположить, что на отдельных поднятиях с улучшенными коллекторами развиты биогермные фации, поскольку на некоторых сейсмопрофилях отмечается увеличение мощностей девона на поднятиях по горизонту Π_3 .

Каменноугольная система. Нижние горизонты карбона, турнейский и визейский ярусы изучены в разрезе скв. II7 Северо-Сарпинской и представлены карбонатными породами. Их мощности составляют 250 м турнейского и 448 м визейского ярусов. Новыми скв. 2 Южно-Плодовитенской на Сергиевском и 3 на Южно-Плодовитенском поднятиях вскрыт разрез нижнего карбона, начиная с верхневизейского подъяруса.

В скв. 3 Южно-Плодовитенской отложения верхневизейского яруса представлены пачкой чередования известняков и аргиллитов. Известники светло-серые, почти белые, крепкие, массивные, органогенно-мелкодетritовые, состоят из гранулированных раковин, терминифер, створок и чаще обломков брахиопод, редко кораллов.

криноидей и водорослей. В породе встречаются тонкие черные биотуминозные микростиллолиты. Состав вмещающих обломков, соотношение мощностей могут свидетельствовать о том, что данные отложения могли накапливаться в условиях склоновой, предрифовой либо лагого-фациальной зоны. На сейсмопрофилях (МОГТ) к северу от скв. З наблюдается четкий подъем горизонта, отождествляемого с поверхностью каменноугольных карбонатных образований, отмечаются зоны разуплотнения пород и нарушения слоистости, что, вероятно, связано с развитием возможно биогермных известняков в своде поднятия. Вскрытая мощность верхневизейских отложений по скв. З Южно-Плодовитенской составляет 32 м. Условно по каротажу в разрезе этой же скважины выделены серпуховские отложения, представленные аналогичными верхневизейскими образованиями мощностью 25 м.

Нижнебашкирские отложения в зоне Южно-Плодовитенского поднятия включают палеонтологически характеризованные горизонты: прикамский, северо-кельтменский и краснополянский, общей мощностью 137 м. Они представлены известняками органогенными, органогенно-обломочными, обломочными. Состав вмещающих остатков свидетельствует о возможном близком расположении биогермного массива, который фиксируется и на сейсмических профилях. Вскрытая общая мощность верхневизейско-башкирских отложений составляет 200 м.

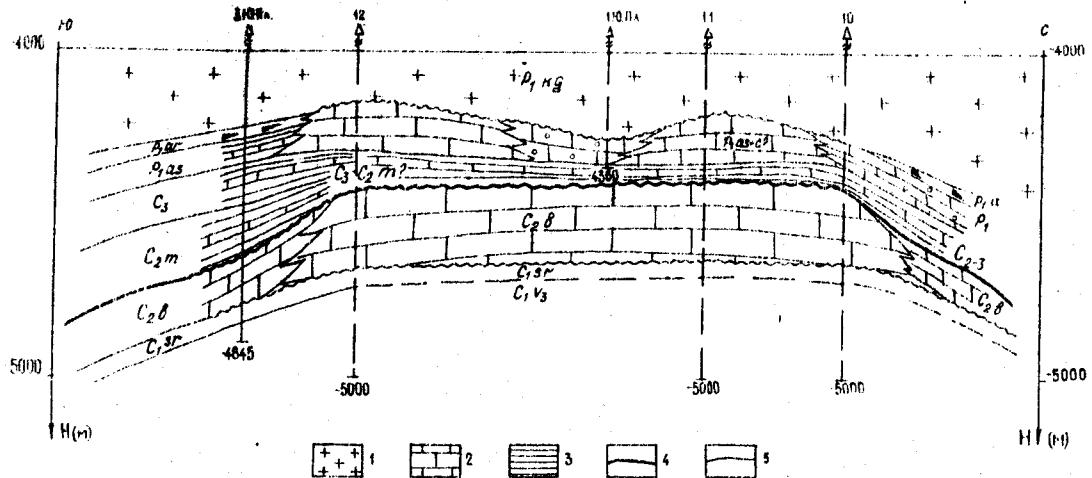
Разрез верхневизейско-башкирского карбонатного комплекса вскрыт на Сергиевском поднятии скв. 2 Южно-Плодовитенской на глубине 4507 м. По сравнению со скв. З Южно-Плодовитенской, здесь отложения верхнего визе и серпуховского яруса характеризуются значительной глинистостью и слоистостью; вскрытые органогенные известняки перекристаллизованные, низколоровые. Разрез башкирского яруса сложен плотными непроницаемыми органогенными известняками. Общая вскрытая мощность верхневизейско-башкирских отложений на Сергиевском поднятии составляет 500 м.

Таким образом, на различных поднятиях отложения верхневизейско-башкирского комплекса существенно различны и по составу, и по породообразующим компонентам. Органогенно-обломочные биогермные породы, изученные в скв. З. (рис.), расположены вблизи

зоны разуплотнения с нарушенной слоистостью, выделяемой и на сейсмопрофилях ШГО "Центргеофизика", что подтверждает вероятное развитие биогермного массива. Карбонаты визейско-башкирского комплекса перекрываются мощной толщей терригенных пород московского, касимовского и гжельского ярусов, выделяемой в качестве шарнутской свиты. Шарнутская свита вскрыта на Карасальской моноклинали во многих скважинах как во вчешней прибрежной зоне (скв. I Степновская, I Карасальская, 2,3,4 Восточно-Шарнутскими, I Южно-Хамхурской и др.), так и во внутренней прибрежной зоне (скв. 4,5 Карасальские, 4 Городовиковская, I,2,3 Южно-Шлодовитенскими). Наблюдается общее сокращение мощностей шарнутской свиты с юго-запада на северо-восток: от более чем 1200 м в скв. I Степновской и 2200 м в Тормосинской опорной до 994 м в скв. 2 Южно-Шлодовитенской на Сергиевском поднятии и до 283 м в скв. 3 Южно-Шлодовитенской.

На Южно-Шлодовитенском поднятии отмечается сокращение мощности терригенных пород вплоть до возможного полного их выклинивания в своде поднятия (скв. II6, II7 Северо-Сарпинских 382 м, в З Южно-Шлодовитенской 283 м). В скв. I Южно-Шлодовитенской вскрытая часть (всего 14 м) представлена в основном глинистыми известняками с глубоким срезом верхних горизонтов свиты. В целом свита имеет флишоидное строение - тонкие темно-серые глины и аргиллиты с прослоями темно-серых глинистых известняков. Средне-верхнекаменноугольные флишоидные образования шарнутской свиты, развитые в зоне сочленения двух платформ, на Карасальскую моноклиналь заходят широким клином с быстро меняющейся мощностью от 1500-1200 м в районе примыкания к зоне сочленения на юго-юго-западе до 400 м на северо-северо-востоке (Северо-Сарпинские скважины), с клиновидным примыканием к древним поднятиям и с частичным выполныванием палеорельефа. В сводовой части поднятия наблюдается срез верхних горизонтов (до среднего карбона) и карбонизация разреза в присводовых участках (как бы "смыкание" карбонатных и утонение глинистых прослоев).

Пермская система. Подсолевые нижнепермские образования в пределах Карасальской моноклинали представлены широким разнообразием парагенетических фаций. Здесь выделяется полоса рифового тренда, продолжавшегося с северо-западного и западного борта Сыркасийской впадины, но в отличие от более северных пересече-



Геологическая модель строения Южно-Плодовитенского месторождения. 1 – соль,
2 – известняк, 3 – аргиллит, 4 – опорные сейсмостратиграфические границы,
5 – стратиграфические границы

ний на Карасальской моноклиниали она более расширена (от Сарпинско-Тингутинского и Привольненского пересечения, где рифовый тренд имеет много общего с северо-западными пересечениями, до широкой полосы на юге в районе Восточно-Шарнутских и Кануковских разрезов).

Строение тренда полностью соответствует представлениям о строении барьерного рифа с типичным набором фаций: от лагунной мелководного шельфа до рифового гребня, с шлейфовыми образованиями (на бассейновом склоне рифа) и до депрессионных осадков (в более опущенных зонах бассейна). Однако на этом участке берега соотношение фауниальных комплексов своеобразно: рифовый гребень теряет свою линейность, характерную для Саратовско-Волгоградского сектора бортовой зоны, и рифовые фации залегают более широкой полосой, с регрессивно смещающейся во времени. На бассейновом склоне асельского барьерного рифа "садится" сакмарский, а на склоне последнего – раннеартинский. Такое смещение установлено по скважинам Сарпинско-Тингутинского пересечения. Появление сакмарских и увеличение мощностей раннеартинских отложений на бассейновом склоне 800-метрового асельского рифа отмечается в разрезе скв. Ю1 Кануковской. Широкая полоса рифовых образований асельского возраста изучена во многих разрезах Кануковской ступени Карасальской моноклиниали.

Биогермные постройки асельского возраста сложены фораминиферово-водорослевыми известняками. Мощность биогермных образований достигает 500–800 м (скв. I Карасальская, скв. 3,4 Восточно-Шарнутские, 5,6,7 Кануковские и др.). Биогермные постройки этого времени не создавали еще барьера, отделяющего мелководный шельф от открытого бассейна, а развивались отдельными массивами на самой верхней тектонической ступени Карасальской моноклиниали.

Сакмарско-нижеартинские биогермные образования регрессивно смещены относительно асельских и локализуются цепочкой вдоль их восточного края; они изолируют уже лагуну мелководного шельфа от относительно глубоководных участков бассейна. Лагунные образования сложены доломитами и доломит-ангидритами мощностью 50–70 м (скв. I Карасальская, 2 Восточно-Шарнутская). Часто отмечается предартинский размыт сакмарских отложений и их отсутствие. Рифовые отложения представлены водорослевыми известняками с обильной фораминифер, брахиопод, митилок, их мощность в предрифзов

зоне достигает 100-130 м (скв. I Листинская, 3,4 Восточно-Шарнитские), то есть почти втрое больше одновозрастных лагунных и, вероятно, на бассейновом склоне ассельского рифа в зоне рифового гребня их мощность должна достигать не менее 800 метров, подобно Сарпинско-Тингутинскому пересечению.

Во внутренней части Карасальской моноклинали (Уманцевская ступень) отложения нижней перми представлены маломощной толщей депрессионных глинисто-кремнисто-карбонатных битуминозных пород мощностью 30-34 м; встречаются обломки биогермных пород (скв. 4 Городовиковская).

В последнее время во внутренней части Карасальской моноклинали получены новые данные по скв. I, 2, 3 Южно-Плодовитенским, свидетельствующие о неоднородности и разнотипности ассельско-артинских образований внутренней прибрежной зоны. Так в пределах Сергиевского поднятия в разрезе скв. 2 Южно-Плодовитенской на глубине 3410 м вскрыты биогермные карбонатные отложения ассельского яруса мощностью до 50 м светлой окраски, залегающие на размытой поверхности терригенных отложений верхнего карбона. Выше залегают терригенно-карбонатные образования сакмарско-артинского возраста мощностью 30 м.

На Южно-Плодовитенском поднятии в разрезе скв. I, 3 вскрыты и терригенные отложения нижней перми, но в скв. I верхние горизонты толщи размыты, и над подошвой верхнеартинских ангидритов выходят более глубокие карбонатные пласти условия сакмарско-ассельского возраста; из них-то и получен мадный приток водогазонефтяной смеси.

В присводовых участках тектонических структур Южно-Плодовитенского поднятия возможно развивались биогермные массивы ассельско-сакмарского возраста, вероятно, они формировались как микроатоллы вокруг поднятий, но в предартинское время претерпели разрывы и нивелировку: клиновидные артинские образования, развитые по внешнему обрамлению поднятий, содержат обломки ассельско-сакмарских биогермных и органогенно-обломочных известняков. Такие обломки постоянно обнаруживались среди глинисто-кремнисто-карбонатных битуминозных пород артинского возраста во внутренней прибрежной зоне (скв. З Южно-Плодовитенская, I Южная, 4 Городовиковская и профиль Ново-Никольских скважин в Волгоградской области). При общей регressiveной тенденции от

ассельского к раннеартинскому векам во внутренней бассейновой зоне на отдельных поднятиях могли формироваться биогермные массивы, в том числе - и кольцевые формы вокруг поднятий со "соловьицанием" во времени кольца биогермных построек на бассейновые склоны и размывом и разрушением более древних. Поэтому ожидать высоких рифогенных тел ранней перми на отдельных поднятиях внутренней прибрежной зоны на Уманцевской ступени не следует. И это остается неясным, с чем связано регressive залегание белой ранней перми на Карасальской моноклинали: с общим подъемом территории или с "втягиванием" бассейна в общее опускание центральной части Прикаспийской впадины с одновременным воздыманием ее юго-юго-западного борта, то есть с формированием наклона моноклинали в северо-восточном направлении. В условиях регрессии первого типа на отдельных поднятиях будут развиваться низкие смещающиеся во времени биогермные постройки; при регрессии второго типа возможно формирование высокой дуги барьерного рифа на участках быстропогружающихся структур. Последние, вероятно, следует искать в районе Аршанъ-Зельменских поднятий, а на поднятиях Уманцевской ступени биогермные фации при регрессии второго типа будут смещаться на восточные склоны поднятий. Дока данных для выбора того или иного направления поиска биогермных тел очень мало.

Детальный анализ материалов ГИС и керна Южно-Плодовитенских скважин, показал, что скв. I вскрыты мезрифовые биогермные отложения предположительно ассельско-сакмарского возраста, а скв. З - склоновые фации предполагаемого биогермного поднятия нижнепермского возраста, расположенного севернее. Такому выводу не противоречат и анализ временных разрезов, где отмечаются и клиноформы на уровне нижнепермских подсолевых отложений над отравленным горизонтом II₂, показывающие возможный их срез. и краевое положение неслоистых линз на профилях, изображенных нами как возможные биогермные тела типа кольца и "блестки" тела между последними, которые могут свидетельствовать о мезрифовых фациях внутри "кольца" (рис.).

В результате исследований данных бурения и весьма разноречивой интерпретации данных разведочной геофизики выстраивается некоторая модель очень сложного тектонического элемента юго-запада Прикаспийской впадины - Карасальской моноклинали с определением по ней направлений нефтегазопоисковых работ.

Карасальская моноклиналь изначально сформировалась на относительно высоком цоколе кристаллического фундамента - выступе Воронежской антиклизы - возможно восточном погружении Задонского выступа. Последнее предполагает вероятное отсутствие здесь образований позднего протерозоя, отсутствие или сокращение образований раннего палеозоя и сокращение мощностей терригенного девона.

Мощные карбонатные формации позднего девона - раннего карбона могли формировать как слоистые карбонатные толщи, так и мощные биогермные и рифогенные тела. Отдельные биогермные массивы шельфовой мелководной зоны, формировались по краям отдельных владин и на отдельных поднятиях во внешней прибрежной зоне, подобно как в Уметовско-Линевской владине Волгоградского Правобережья. Во внутренней прибрежной зоне на Уманцевской ступени вероятны биогермные массивы типа обширных банок и отдельных рифовых массивов на локальных объектах; можно предполагать и развитие атолловидных и барьерных рифов, но скорее всего на Грязновском и Аршань-Зельменском участках. На последних можно ожидать девонско-нижнекаменноугольные массивы, близкие по мощности Астраханским.

Верхневизейско-башкирские карбонатные образования изучены нами на Южно-Плодовитенском и Сергиевском поднятиях. Здесь установлены и слоистые мелководные шельфовые фации, сложенные с органогенными обломочными известняками, и склоновые биогермные фации. На поднятиях Уманцевской ступени мы предполагаем развитие биогермных "банок" с увеличением мощностей данной фауны не более чем в 2-2,5 раза по отношению к вмещающей фауне. Рифовые сооружения со значительными превышениями мощностей возможны лишь на Грязновско-Аршань-Зельменском участке.

Средне-верхнекаменноугольная карбонатно-терригенная формация выполняет древний рельеф, связана исключительно с разрушением и сносом терригенного материала из мисцеосинклинальной области; важным поисковым критерием является сокращение мощностей на поднятиях.

Нижнепермские карбонатные формации многообразны, их мощностные, фаунистические и стратиграфические соотношения имеют регressiveный характер, фиксируют предартинский размык и дают некоторое представление о вероятных формах и закономерностях рас-

пространения биогермных построек. Исследование форм биогермных тел и закономерностей их распространения на территории вооружает геологов дополнительным нефтегазоисковым критерием.

А.В. Никольская
(ИГО "Нижневолжскгеология")

УДК 56.076:551.735.1(470.46/47)

МИКРОФАУНИСТИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ РАСЧЛЕНИЕНИЯ
ТУРНЕЙСКИХ И ВИЗЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
АСТРАХАНСКО-КАЛМЫЦКОГО ПРИКАСПИЯ

В последние годы в Астраханско-Калмыцком Прикаспии при расширении геолого-разведочных работ на нижнекаменноугольные отложения получен керновый материал по 20 глубоким скважинам, пробуренным на Астраханском своде, в зоне Каракульско-Смушковских дислокаций и на Карасальской моноклинике. На основании изученных нами фораминифер произведено расчленение разрезов турнейского и визейского ярусов на горизонты в соответствии с новой Унифицированной стратиграфической схемой Русской платформы, принятой в 1989 г.

Турнейский ярус. Наиболее древние отложения карбона пройдены в пределах Каракульско-Смушковской зоны дислокаций несколькими скважинами. Однако фаунистически они охарактеризованы лишь в скв. 2 Смушковской [2].

Нижняя часть разреза относится к нерасчлененным улинскому и черепетскому горизонтам. Они представлены органогенными, органогенно-детритовыми,oolитовыми и псевдоoolитовыми известняками. Известняки содержат разнообразные фаунистические остатки: раковины брахиопод, остракоды, членики крионидей, кораллы и фораминиферы. В комплексе фораминифер преобладают черышинеллы и зочерышинеллы: *Chernyschinella glomiformis* (Lip.), *Eochernyschinella disputabilis* (Dain), *Brunzia spirilliniformis* (Grozd. et Gleb.), *Septaglomospiranella endathyranopsis* Lip., *S. donica* Lip., *Tournayella septata* Lip. Характерны широко распространен-

ные виды примитивных однокамерных фораминифер: паратураммин, биссер, вицинисфер. Вскрыта мощность 96 м.

Кизеловский горизонт сложен известняками крупнодетритовыми, органогенно-обломочными неравномерно окремнельми; в нем широко распространены турнейеллы и разнообразные эндотуры: *Tournayella moelleri* Malach., *T. diana* Malach., *T. discoidea* (Dain.), *Endothyra (Spinoendothyra) costifera* Lip., *E. (Sp.) speciosa* (Schlyuk.) и др. Среди водорослей преобладают нодозинеллы и фасциеллы. Мощность 62 м.

На Астраханском своде турнейские отложения пройдены (предположительно) скв. 60 Заволжской.

Визейский ярус. Визейские образования пройдены на Астраханском своде, Каракульско-Смушковской зоне дислокаций, а в самые последние годы на Карасальской моноклинали. Полный разрез яруса вскрыт лишь на Смушковском валу. Он представлен нижним и верхним отделами; в нижнем выделяются все три подразделения кокимского надгоризонта: косьвинский, радаевский и бобриковский горизонты.

Косьвинский горизонт установлен в пределах зоны Каракульско-Смушковских дислокаций и вскрыт в скв. 1, 2 Ашунских и 2, 5 Смушковских; фораминиферами охарактеризован во 2 Ашунской и 2 Смушковской. Нижняя граница подъяруса проводится в однородной карбонатной толще по появлению первых визейских фораминифер.

Комплекс их достаточно разнообразен. В органогенно-детритовых, водорослево-фораминиферовых известняках определены: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Brunsia spirillinooides* Grozd. et Leb., *Br. cf. pulchra* Mikh., *Br. irregularis* (Moell.), *Tournayella moelleri* Malach., *T. discoidea* Dain., *Endothyra (Spinoendothyra) recta* Lip., *E. (S.) costifera* Lip., *E. (Latiendothyra) grandis* Lip., *Dainella chomatica* Dain., *D. elegantula* Brazhn.

Наряду с фораминиферами встречены членники криноидей, остракоды, а из водорослей - нодозинеллы. Мощность изменяется от 55 до 115 м.

Радаевский горизонт вскрыт скважинами в Каракульско-Смушковской зоне дислокаций и на Астраханском своде. Это известняки органогенно-детритовые, водорослево-фораминиферовые. Фаунистически они охарактеризованы и пройдены в полном объеме в скв. 2 Ступинской и 23 Астраханской. В изученном здесь комплексе фо-

раминифер полностью отсутствуют турнейские виды, разнообразны визейские, что свойственно для радаевского горизонта. Наряду с дайнеллами, эндотирами встречаются: *Globoendothryga parva* N., *Tchern.*, *G. ukrainica* Vdov. f. *typica* *Eoendothyranopsis staffelliformis* (Tchern.) subsp. *donica* Brazhn., *Eoparastaffella aff. restricta* Post., *E. simplex* Vdiv. f. *typica*, *Mediocris mediocris* Viss., *M. breviscula* (Gan.), *Eostaffella nalivkimi* Mal., *E. versabilis* Orb., а из водорослей - нодозинеллы и гирланеллы.

Приведенное сообщество фораминифер содержит много общих видов из пестерьковского горизонта западного склона Урала [1]. Мощность 101 м.

Бобриковский горизонт пройден несколькими скважинами на Астраханском своде (15, 23 Астраханские и 60 Баволжская) и в зоне Каракульско-Смушковских дислокаций (1, 2 Ашунские и 2,5 Смушковские). Выделение его недостаточно обосновано из-за отсутствия керна (единичные выходы керна - лишь в скв. 2 Смушковской: известняки доломитизированные, окремнельные, битуминозные с единичными плохо сохранившимися фораминиферами *Globoendothryga* sp., *Eoendothyranopsis* sp. и однокамерные). Мощность 68 м.

Оксский надгоризонт верхневизейского подъяруса представлен тульским, алексинским, михайловским, веневским горизонтами и пройден большим количеством скважин во всех структурно-тектонических зонах: на Астраханском своде, в зоне Каракульско-Смушковских дислокаций и впервые - на Карасальской моноклинали; он значительно полнее, чем кокимский, охарактеризован фактическим материалом.

Тульский горизонт сложен преимущественно карбонатными породами. В зоне Каракульско-Смушковских дислокаций он вскрыт в скв. I, 2 Ашунских, 2,5 Смушковских и I Краснохудукской. Палеонтологически он охарактеризован в скв. I Краснохудукской. Это толща известняков разнообразной структуры криноидно-водорослевых с немногочисленными перекристаллизованными тульскими фораминиферами: *Haplophragmella* cf. *tetralocula* Raus., *H. cf. irregularis* Raus., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *O. omphalota* cf. *minima* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella mosquensis* Vis., *Archaeodiscus krestovnikovi* pusilla Raus. Водоросли представлены исключительно углероделлами. В скв. 5 Смушковской раз-

рез составляют битуминозные сицилиты, скрыто-кристаллические, пиритизированные, с контурами перекристаллизованных кремнистых радиолярий спикул губок и единичными фораминиферами: *Cornuspira* sp., *Eostaffella* sp., *Archaediscus* cf. *convexus* Raus. Мощность изменяется от 119 до 230 м.

Впервые отложения тульского горизонта (верхняя часть) вскрыты на Карасальской моноклиниали в разрезе скв. 2 Южно-Плодовитенской: органогенные известняки с прослоями аргиллитов. Наряду с кораллами и иглокожими встречены фораминиферы, среди которых определены: *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *En. similis* Raus. et Reitl., *Mediocris mediocris* (Viss.), *Planoarchaediscus spirillinoides* Raus., *Archaediscus chernousovensis* Mamet., *A. convexus* Grozd. et Leb., *A. krestovnikovi* Raus.

На Астраханском своде отложения тульского горизонта пройдены скв. 15, 23 Астраханскими и 60 Заволжской без отбора керна.

Алексинский горизонт более детально изучен на Астраханском своде. Он сложен известняками органогенно-детритовыми, органогенно-обломочными с разнообразными органическими остатками, включающими членики криноидей, иглы морских ежей, фрагменты кораллов и штанок, остракоды, брахиоподы, фораминиферы и водоросли. В центральной части Астраханского свода (скв. 15 Астраханская) среди известняков многочисленные прослои глинистых пород. Минифауна отличается богатством родового и видового состава, хорошо выдерживающего по всем разрезам. Наиболее детально фораминиферы из описываемого горизонта, как и из вышеупомянутых михайловского и веневского, изучены в скв. I Астраханской, где отбор керна близок к послойному. Сообщество фораминифер содержит более 30 видов. Наиболее характерными и часто встречающимися во всех скважинах являются: *Haplophragmella fallax* Raus., *Lituotubella magna* Raus., *Cribrospira panderi* Moell., *Cr. mira* Raus., *Bradyina rotula* Eichw., *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. prisca* Raus. et Reitl., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globula* (Eichw.), *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Eostaffella proikensis* Raus., *E. ex gr. ikensis* Viss., *Climacamina prisca* Lip., *Archaediscus moelleri* Raus., *A. moelleri gigas* Raus., *Archaediscus pauxillus* (Krest. et Theod.) и др.

Многочисленны и разнообразны водоросли: *Calcifolium okense* Schw. et Bir., *Koninckopora*, *Ungdarella*, *Girvanella*. Мощность 200-250 м.

В зоне Южно-Астраханских поднятий алексинские отложения вскрыты в разрезе скв. 5 Южно-Астраханской, где представлены известняками органогенными, микрозернистыми, доломитизированными, окремнелыми с прослойями аргиллитов. Среди единичных фораминарий определены: *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *En. cf. similis* Raus. et Reitl., *Asteroatchaediscus* sp.

В зоне Каракульско-Смушковских дислокаций алексинские отложения вскрыты скв. I, 2 Ашунскими, 2,5 Смушковскими и I Краснохудукской, сложены известняками органогенно-детритовыми, органогенно-обломочными, фораминиферово-водорослевыми, неравномерно окремнелыми и микрофауной охарактеризованы. По сравнению с одновозрастным комплексом фораминарий Астраханского свода, здесь он значительно обеднен и менее разнообразен. В нем преобладают архедисциды: *Archaeodiscus moelleri* Raus., *A. moelleri gigas* Raus., *A. pauxillus* Schlyk., *A. cf. operosus* Schlyk., *Asteroarchaediscus ovoides* (Raus.); частые эндотиры и глобоэндотиры, нередки *Newchinia gibba* Moell., *N. gibba longa* (Brazhn.); из водорослей - *Koninckopora*, *Ungdarella*; *Stacheoides* - единичные.

Наряду с фораминариями изучались остракоды, среди которых О.В.Козловской определены алексинские виды (скв. I Краснохудукская). Мощность горизонта в скв. 2 Смушковской - 143 м, в скв. I Краснохудукской увеличивается до 700 м.

На Карасальской моноклинали эта часть разреза пройдена без отбора керна.

Михайловский и веневский горизонты на Астраханском своде и Каракульско-Смушковской зоне дислокаций установлены в тех же скважинах, что и алексинский. На Астраханском своде они сложены известняками органогенно-детритовыми, органогенно-обломочными, фораминиферово-водорослевыми, в центральной части свода (скв. I5 Астраханская) неравномерно чередующимися с аргиллитами.

По составу и разнообразию комплекс фораминарий михайловского и веневского горизонтов не менее богат, чем алексинский, тесно связан с ним, содержит много общих видов. Наиболее типичны и часто встречающиеся среди них в михайловском горизонте являются: *Endotygranopsis crassa* (Brady), *Eostaffella ikensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *Rugosoarchaediscus tumefactus* Iv., *Asteroarchaediscus ex gr. baschkiricus* (Krest. et Theod.).

В веневское время видовой состав фораминифер изменяется незначительно. Наряду с общими видами здесь часто встречаются: *Eostaffella ikensis tenebrosa* Viss., *Janischewskina operculata* (Raus. et Reitl.), более многочисленны астероархедисциусы.

Состав водорослей аналогичен вышеупомянутым из алексинского горизонта. Мощность - от 90 до 152 м.

В пределах Южно-Астраханских поднятий михайловско-веневские отложения выделены условно. Они представлены (скв. 5 Южно-Астраханская) известняками органогенными, мелкодетритовыми с включениями и прожилками ангидрита и аргиллита. В известняках, наряду с остракодами и членниками криноидей, встречены единичные мелкие архедисциды: *Archaeodiscus* sp., *Asteroarchaediscus ex gr. baschkiricus* (Krest. et Theod.), A. sp.. Мощность 200 м.

В зоне Каракульско-Смушковских дислокаций михайловско-веневые карбонатные отложения вскрыты и фаунистически характеризованы в тех же скважинах, что и алексинские. В органогенных известняках - членники криноидей, фораминиферы, обломки кораллов, мшанок и водоросли. В комплексе фораминифер наряду с ирландиями, гипофрагмелями, литотубеллами, крибропирами встречены: *Endothyranopsis cf. crassa* (Bradyi), *Bradyina rotula* Eichw., E. *ikensis* Raus., *Climacammina prisca* Lip., *Archaeodiscus moelleri* Raus., *Rugosarchaediscus tumefactus* Iv., R. *agapokensis* Iv., *Asteroarchaediscus cf. ovoides* (Raus.), A. *pustulus* Gr. et Leb. *Howchinia gibba* (Moell.). Мощность от 96 м в скв. 2 Смушковской до 440 м в скв. I Краснохудукской.

На Карасальской моноклинали отложения с веневским комплексом фораминифер впервые вскрыты скв. З Южно-Плодовитенской и представлены чередованием известняков органогенно-детритовых и аргиллитов. Среди сильно перекристаллизованных фораминифер в известняках определены: *Cribrospira* sp., *Janischewskina operculata* (Raus. et Reitl.), *Omphalotis omphaiota* (Raus. et Reitl.) *Globoendothyra globula* (Eichw.), *Pseudoendothyra angulata* Raus., *Eostaffella ex gr. ikensis* Viss., E. *broikensis* Raus., E. cf. *prisca* Raus. Из водорослей часто встречаются: *Calcifolium okenense* Schw. et Bir., *Koninckopora*, *Ungdarella*. Вскрытая мощность 28 м.

Визейские отложения согласно перекрываются преимущественно карбонатными породами серпуховского яруса, расчленение которых

пока невозможно: необходимо дальнейшее изучение не только фораминифер, но и других органических остатков.

Таким образом, изучение фораминифер в комплексе с литолого-фациальными исследованиями позволило впервые для Астраханско-Калмыкского Прикаспия детально расчленить вскрытые здесь карбонатные разрезы турнейского и визейского ярусов на горизонты и установить их сходство с уральскими разрезами.

Литература

1. Постоялко М.В., Гарань И.М. Фауна пестерьковского горизонта нижнего визе западного склона Среднего Урала // Труды ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР. - Свердловск, 1972. - Вып. 101. - С. 3-18.
2. Чернова Н.И., Никольская А.В. Новые данные по литологии и стратиграфии каменноугольных отложений Каракульско-Смушковской зоны дислокаций // Геологическое строение и нефтегазоносность Нижнего Поволжья. - Саратов: Изд-во Сарат. ун-та, 1984. - С.55-61.

УДК (552.54:551.735.1):553.98

С.В.Федорова
(НВНИИГТ)

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕГО КАРБОНА АСТРАХАНСКОГО СВОДА

Основные перспективы поисков нефти и газа на Астраханском своде после завершения разведки башкирской залежи связываются с карбонатным осадочным комплексом нижнего карбона. Опробование его на некоторых площадях дало положительные результаты: получены притоки газа из карбонатных коллекторов серпуховского яруса, признаки нефти обнаружены в алексинских коллекторах. Однако поиски резервуаров углеводородов в этой толще затруднены из-за ее сложного строения и многочисленных пластов плотных карбонатных пород.

Составленная совместно с Н.И.Черновой (ПГО "Нижневолжская геология") геологическая модель нижнекаменноугольных отложений

Астраханского свода дает представления об их стратификации, литолого-фаунистических особенностях, дифференциации на пласти-коллекторы и пласти-покрышки и определяет, таким образом, пути повышения эффективности поисково-разведочных работ на этот объект. В нижнекаменноугольном разрезе вскрыты бурением и палеонтологически обоснованы низневизейские, верхневизейские и серпуховские отложения. Наиболее изучена верхневизейская часть разреза. При детальном расчленении его на основе изучения фауны фораминифер выделены алексинский и михайловско-веневский горизонты. По анализу керна и материалам геофизических исследований выявлено разнообразие литолого-фаунистических характеристик этих отложений.

Наиболее изучены в пределах Астраханского свода отложения верхнего визе и серпуховского яруса. Отложения верхнего визе представлены алексинским и михайловско-веневскими горизонтами; алексинский горизонт - разнофаунистическим комплексом пород. Как показали исследования (Н.И.Чернова) кернового материала, в пределах Астраханского свода наблюдается литологическое замещение органогенных водорослевых биогермных пород, расположенных по периферии свода, на карбонатно-терригенные отложения центральной части (скв. 15, 7, I Астраханские). Комплекс биогермных пород этого возраста изучен в разрезе скв. I Астраханской. При испытании отложений этого возраста в интервале 4740–4770 м получена пластовая вода с газом, в интервале 4630–4670 м – пластовая вода с иллювиальной нефтью. В центральной части свода отложения алексинского возраста изучены в разрезе скв. 15 Астраханской и характеризуются переслаиванием терригенных и карбонатных пород, лишенных пластов-коллекторов. Поэтому предполагается, что биогермные постройки алексинского возраста отступили к северу от свода. Щирина отложений изменяется от 209 до 372 м.

Михайловско-веневские отложения в пределах Астраханского свода выделены в разрезах скв. 15, 23, 51, 53 Астраханских, 60 Заволжской. В центральной части Астраханского свода михайловско-веневские отложения (15 Астраханская) представлены неравномерным чередованием известняков с прослоями аргиллитов. Вскрыты известники волнисто-тонкослойчатые битуминозные. В строении известняков есть членники криноидей, остракоды, фораминиферы, радиолярии. На северо-востоке Астраханского свода имеются тил-

осадконакопления. В михайловско-веневское время здесь накапливаются преимущественно карбонатные породы. Они представлены известняками органогенно-детритовыми, мелко-крупно-фрагментарными, песчаниковидными, пронизанными бугристыми стилолитами. Таким образом, в михайловско-веневское время сохраняются условия осадконакопления, которые господствовали в алексинское время. Мощность отложений изменяется от 101 до 184 м.

Образования серпуховского возраста на Астраханском своде карманообразно заполняют неровности поверхности верхневизейских образований в центральной части свода и вдвое увеличиваются в мощностях по периферии свода. Как показали исследования Н.И.Черновой, в центральной части Астраханского свода серпуховские отложения имеют мощность до 54 м. Они представлены толщей чередования аргиллитов и органогенных известняков. В скв. I5 Астраханской серпуховские отложения характеризуются чередованием битуминозных аргиллитов и кремнистых мелкодетритовых известняков. На севере и юге Астраханского свода серпуховские отложения увеличенной мощности представлены преимущественно биогермными карбонатными отложениями.

Разнообразие литолого-фацальных характеристик алексинских, михайловско-веневских и серпуховских отложений предопределило сложный характер распространения пластов-коллекторов и пластов-экринов; по закономерному чередованию последних в разрезе нижнекаменоугольных отложений выделены семь прогнозных пластовых резервуаров: три в алексинских отложениях, один в основании михайловско-веневского горизонта и три в серпуховских известняках (рис.). Каждый из резервуаров представлен пластом-коллектором и пластом-покрышкой. На основании изучения флюидоупорных свойств покрышек, качества коллекторов и структурных особенностей залегания пород сделаны выводы о перспективности выделенных пластовых резервуаров. Рассмотрим характеристики каждого из них.

Нижнеалексинский резервуар выделяется на отметке около 4800 м. Он отличается выдержаным по площади сравнительно мощным, до 60 м, пластом-коллектором с достаточной пористостью пород 6–8 %. Однако покрышка резервуара неизадеяна, она сложена органогенными известняками с обломками брахиопод и развитой трещиноватостью. Несмотря на высокую плотность и низкую, менее 3 %, пористость, подобные породы не обладают флюидоупорными

свойствами, поскольку не содержат глинистой примеси, следовательно, этот резервуар бесперспективен, так как не может удерживать залежи углеводородов.

Второй снизу алексинский пластовый резервуар вскрыт на глубине около - 4700 м. Толщина пласта-коллектора в нем превышает 60 м, толщина пласта-покрышки - менее 45 м. Последняя представлена известняками серыми с кремовым оттенком биоморфно-детритовыми, фораминиферо-водорослевыми, массивными, сильно перекристаллизованными, не содержащими глинистой примеси. Такая порода не обладает пластичностью вследствие органогенной структуры, кавернозности и трещиноватости, и не может служить покрышкой, удерживающей значительные запасы углеводородов. Она лишь способствует повышению "УВ-фона" коллекторов, что подтверждается результатами опробования. Из коллектора получены слабые притоки воды с растворенной нефтью.

Верхний алексинский резервуар приурочен к отметке около - 4620 м, покрышка толщиной до 40 м. Она сложена известняками кремово- и коричнево-серыми органогенными мелкодетритовыми на своде, водорослево-криоидными на склоне поднятия, сильно перекристаллизованными, трещиноватыми, кавернозными, пропитанными бурым органическим веществом. Аналогично нижележащим алексинским покрышкам рассмотренный плотный пласт не обладает флюидоупорными свойствами, достаточными для формирования залежи углеводородов. Поэтому, несмотря на достаточно хорошие коллекторские свойства, коллектор верхнеалексинского пластового резервуара непродуктивен. При испытании получены лишь притоки пластовой воды (скв. 51 Астраханская), в некоторых скважинах с пленкой нефти (скв. I Ширяевская) и с газом (скв. 60 Заволжская).

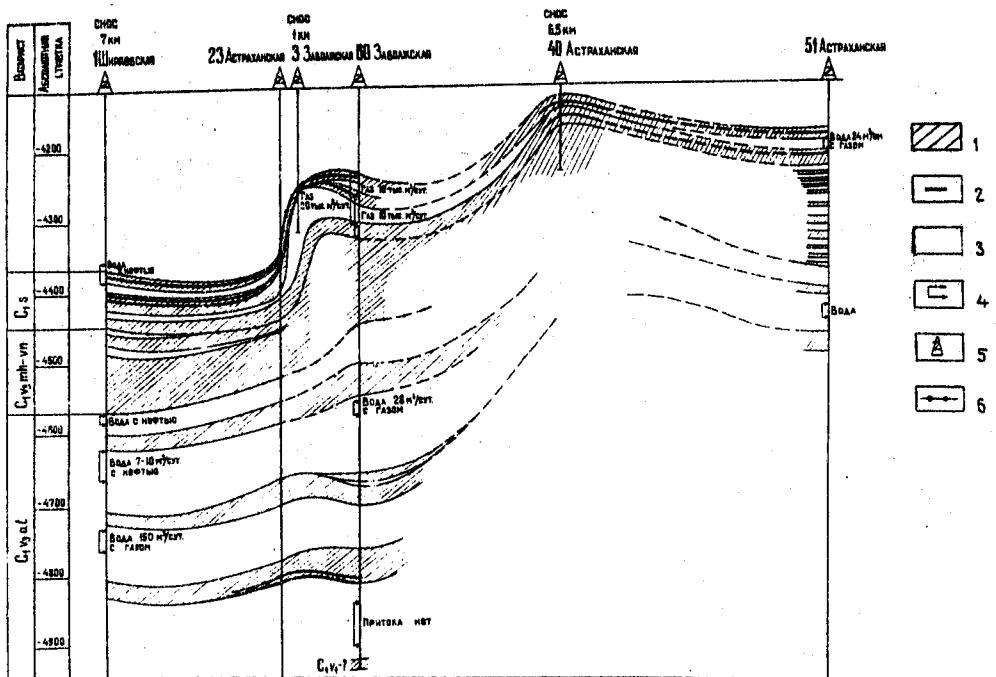
Алексинско-михайловско-веневский пластовый резервуар вскрыт на отметках около - 4500 - 4580 м. Покрышкой его служит михайловско-веневский пласт плотных карбонатных пород толщиной от 20 до 100 м. Литолого-фациальные особенности пород отражают влияние структурного фактора. На склонах структуры они представлены плотными органогенно-детритовыми известняками, обладающими, как отмечалось выше, низкими экранирующими особенностями, на своде структуры - слоистыми мелкозернистыми биоморфно-детритовыми известняками с примесью терригенного материала, служащими надежной покрышкой. Залегающий под михайловско-веневской

покрышкой, в кровле алексинского горизонта, пласт-коллектор сложен органогенными фораминиферо-водорослевыми известняками, трещиноватыми, пористыми. Пористость в среднем составляет около 6 %. В связи с особенностями строения покрышки перспективные участки в алексинско-михайловско-веневском пластовом резервуаре можно прогнозировать в сводовой части Астраханского поднятия на глубинах около - 4400 м, а с крыльями свода связывать неперспективные участки. При опробовании алексинского пласта в скв. I Ширяевской получена пластовая вода с пленкой нефти.

В серпуховских отложениях, как показали построения (рис.), выделяются три прогнозных пластовых резервуара. Нижнесерпуховский резервуар неперспективен, поскольку пласт-коллектор отличается низкими коллекторскими свойствами и линзовидным распространением.

Второй серпуховский резервуар залегает с заметным перепадом глубин на отметках - 4420-4200 м. Он имеет сравнительно надежную покрышку, сложенную известняками, почти черными, органогенно-обломочными, пропитанными битумом, глинистыми. Давление прорыва их достигает 15 Мпа. Коллектор представлен органогенным известняком, слабо трещиноватым перекристаллизованным с пористостью около - 6 %. Коллекторы отличаются линзовидно-пластовым залеганием. В отличие от рассмотренного выше веневско-михайловского резервуара перспективные участки для данного резервуара будут зависеть не от условий залегания зональной покрышки, которая недеяна по всей площади Астраханского свода, а от качества коллекторов. Поскольку лучшими коллекторскими свойствами будут отличаться коллекторы в зоне развития биогермов и биостром, расположенных по данным Н.И.Черновой на склонах структуры, локализование перспективные прогнозные участки серпуховского резервуара должны быть также приурочены к склонам палеоподнятия. Изолированность перспективных участков подтверждается результатами опробования. Так, в районе скв. 6, 30 Заволжских к этим отложениям приурочена газовая залежь с дебитом 10 тыс. m^3 /сут., а в районе скв. I Астраханской получен приток воды с газом.

Верхнесерпуховско-нижнебашкирский пластовый резервуар перспективен для поисков залежей углеводородов, так как характеризуется надежной покрышкой и пористым коллектором. Строение покрышки составляют известники темно-серые, мелкозернистые плотные шлунч-



Геологический профиль нижнекаменноугольных отложений по линии скв. I
Ширковская, 51 Астраханская. 1-пачки плотных карбонатных пород зо-
ны белого трещиноватия, 2-лизы глинистых пород, 3-карбонатные породы,
4-интервалы опробования, 5-разведочные скважины, 6-стратиграфические
границы

тые с прослойями, обогащенными глинистым материалом и битуминозным веществом, аргиллиты темно-серые, тонколистовато-слоистые, карбонатные. Такое строение покрышки обеспечивает ее высокие изолирующие способности, давление прорыва составляет до 20 МПа. Из верхнесерпуховских коллекторов (скв. 60 Заволжская), где выделяется литологическая ловушка, получен приток газа дебитом до 10 тыс. м³/сут. В скв. I Ширяевской, где ловушка отсутствует, - вода с нефтью. Наличие залежи в этом районе возможно при благоприятных структурных условиях.

Таким образом, автором совместно с Н.И.Черновой, предлагаются геологическая модель нижнекаменноугольных отложений Астраханского свода, которая обосновывает выделение в разрезе семи пластовых резервуаров: трех алексинских, одного алексинско-михайловско-веневского и трех серпуховских. Продуктивность данных резервуаров обусловлена свойствами пластов-коллекторов и пластов-покрышек, а также наличием ловушки. Поэтому можно прогнозировать локализованные залежи углеводородов в алексинско-михайловско-веневских отложениях в сводовой части Астраханского поднятия, а в серпуховско-нижнебашкирском и залегающем ниже втором серпуховском резервуарах - на склонах структуры в зонах возможного развития биогермов и биостром.

СОДЕРЖАНИЕ

Кухтинов Д.А. Состояние, проблемы и задачи стратиграфических исследований подсолевого палеозоя Северокаспийской синеклизы.	3
Федорова Т.И., Павленко Г.М., Козловская О.В. Детальная корреляция разрезов как основа прослеживания стратиграфических соотношений в нефтегазоносных комплексах девона и карбона северо-западного обрамления Прикаспийской впадины.	8
Никитин Ю.И. Прогнозная модель формирования регионального несогласия на рубеже карбона и перми северо-западной части Прикаспийской впадины.	15
Марченко О.Н., Щеглов В.Б., Кгай Т.А. Стратиграфические перерывы и лавинное осадконакопление в подсолевых разрезах северной бортовой зоны Прикаспийской впадины.	25
Лисаренко Ю.А., Прохорова Н.Д., Серебрякова И.А. Стратиграфические и литолого-фаунистические соотношения каменноугольных и пермских отложений северо-западной и северной бортовых зон Прикаспийской впадины.	32
Матлошинский Н.Г. Корреляция палеозойских карбонатных отложений северной бортовой зоны Прикаспийской впадины (по геофизическим исследованиям скважин).	42
Гибшман Н.Б., Ахметлина Л.З. Расчленение подсолевого палеозоя в свете проблем стратиграфии каменноугольной и пермской систем.	48
Калмыкова А.Г. Палинологическая характеристика верхневизейских и серпуховских отложений востока Прикаспийской впадины.	56
Власова Л.В., Зоин И.С., Чевикова И.К. Литолого-стратиграфические особенности строения нижнепермских и среднекаменноугольных отложений Караган-Тенгизской зоны поднятий.	60
Санина Л.В., Ускова Н.А. Башкирские отложения восточного борта Прикаспийской синеклизы.	71

Смирнов А.В., Шилин А.В. Литолого-фациальная характеристика каменноугольных отложений Тенгизского месторождения.	77
Здобнова Е.Н. Распределение органических остатков и литологический состав верхнеаргинских терригенно-карбонатных отложений юго-востока Прикаспийской впадины (на примере скв. I Восточный Арман).	88
Кривонос В.Н. Проблемы корреляции и литология разноФациальных толщ подсолевого палеозоя юго-востока Прикаспийской впадины.	92
Турков О.С., Меланченко Т.А. Литолого-стратиграфическая характеристика подсолевых отложений Елемес-Сазебинского района.	III
Иванова Л.Н., Ициевич С.В., Кухтинова Л.В. Выделение биогермных образований и стратиграфических соотношений в подсолевых комплексах Башенколя (Баркамысский свод).	120
Дедович Г.С. К вопросу о стратиграфическом значении многочисленных <i>Potonieisporites</i> и <i>Florinites</i> из палинологических комплексов пограничных слоев перми и карбона юго-восточной части Прикаспийской впадины. .	137
Подгайная Н.Н. Роль палинологических исследований при изучении подсолевых верхнепалеозойских отложений Астраханско-Калмыцкого Прикаспия.	142
Левина В.И., Чернова Н.Н. Стратиграфические и литолого-фациальные соотношения подсолевых отложений Карасальской моноклинали.	149
Никольская А.В. Микрофаунистическое обоснование расчленения турнейских и визейских отложений Астраханско-Калмыцкого Прикаспия.	159
Федорова С.В. Геологическая модель карбонатных отложений нижнего карбона Астраханского свода.	165