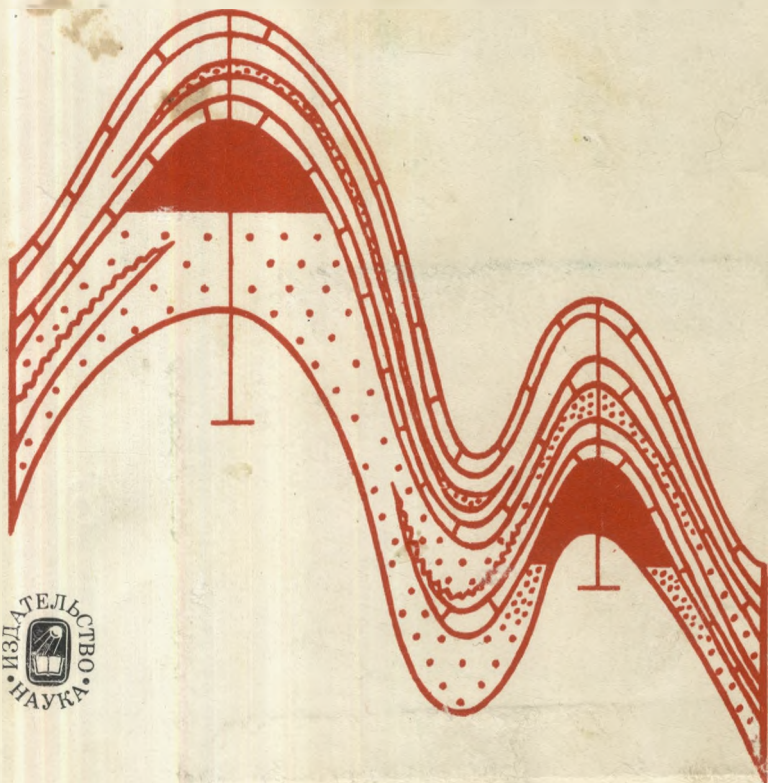


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

553.98

Г36

ГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПЛАСТОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ НЕФТИ И ГАЗА

МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

ГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ПЛАСТОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1981

На примерах нефтегазоносных регионов европейской части СССР и Средней Азии описаны седиментологические модели пластовых резервуаров, литогенетические закономерности формирования емкостных и фильтрационных свойств, методы составления детальных прогнозных карт коллекторов и покрышек, природа и методы прогнозирования АВПД. Значительное внимание уделено взаимодействиям в системе пласт – флюид.

Ответственные редакторы:

чл.-кор. АН УССР В.В. ГЛУШКО,
Н.В. МАРАСАНОВА

УДК [551.3.051:551.242.7] : 553.98(47)

В.А. Бабадаглы, В.А. Витенко, В.В. Глушко,
В.П. Иванкин, Г.П. Козак

**ОСНОВНЫЕ ТИПЫ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ МОДЕЛЕЙ
ПЛАСТОВЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ
КРАЕВЫХ И ВНУТРИПЛАТФОРМЕННЫХ ПРОГИБОВ
ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР**

Сравнительный анализ материалов изучения девона, карбона и нижней перми бортовых зон краевой Прикаспийской синеклизы, карбона внутриплатформенной Днепровско–Донецкой впадины и неогена Предкарпатского прогиба позволяет установить некоторые общие для этих регионов седиментационные модели пластовых нефтегазоносных резервуаров.

Наиболее выразительная черта платформенного осадконакопления – частая смена континентальных и морских обстановок, обусловленная диастрофическими циклами развития краевых мобильных поясов, а также предельной выровненностью рельефа в пределах платформ. В этих условиях, помимо климатического фактора, главным “регулятором”, влияющим на возникновение основных типов латеральных и вертикальных формационных парагенезов, по-видимому, являлся градиент погружения тектонического субстрата по границе стабильных участков платформы с внутриплатформенными и краевыми прогибами.

Прогибание тектонического субстрата платформы (5–15 м/млн. лет) компенсируется в фазы регрессий накоплением наземных моласс (сероцветных угленосных при гумидном и красноцветных при аридном климате) и сменяющих их терригенных прибрежно–морских формаций. Среди последних из-за обилия рек и низкой волновой энергии шельфовых морей доминирует авандельтовая формация.

В фазы трансгрессий сокращение площади источников поступления терригенного материала приводит к быстрой смене шлейфа молассоидных формаций мелководно–морской шельфовой карбонатной формацией. Терригенные прибрежно–морские “шлировые” формации в этих случаях обычно сильно редуцированы.

Примером латерального регрессивного формационного парагенеза служат нефтегазоносные аллювиально-дельтовые отложения среднего-верхнего девона Саратовско-Волгоградского Поволжья (рисунок см. вкл.). Для них характерно, что смена преимущественно песчаного (аллювиального) типа разреза на преимущественно глинистый (авандельтовый) не сопровождается значительными изменениями мощностей изохронных горизонтов.

Примером латерального трансгрессивного формационного парагенеза являются нижнебашкирские отложения южного и восточного склонов Воронежской антеклизы. Терригенные молассоидные формации этого возраста, наблюдаемые в разрезах свиты S_1^5 северных окраин Донбасса¹, к востоку замещаются шельфовой карбонатной формацией, широко распространенной на территории Саратовско-Волгоградского Поволжья.

При быстром изменении скорости прогибания тектонического субстрата по латерали характер трансгрессивных и регрессивных формационных парагенезов изменяется. Образующиеся в трансгрессивные фазы на месте быстро прогибающихся участков платформы высокоамплитудные депрессии представляют собой глубоководные морские халистазы, для которых характерно весьма медленное накопление пелитовых или карбонатно-силицитовых осадков, содержащих, как правило, значительное количество рассеянной органики. В зонах максимального градиента погружения субстрата, совпадающих с кромками карбонатных шельфов, образуются протяженные рифогенные постройки типа барьерных. Мощность этих построек прямо пропорциональна глубине бассейна. Так, в карбоне наиболее крупные (до 800 м) барьерные рифы формировались вдоль бортов Прикаспийской впадины в периоды трансгрессий серпуховского и ассельско-артинского времени. В то же время мощность серпуховских барьерных рифов северных окраин Донбасса 300-500 м. Это объясняется сравнительно малыми глубинами раннекаменноугольного Донецкого морского залива. В пределы его даже в фазы трансгрессий поступало значительное количество терригенной взвеси, отложением которой частично компенсировалось интенсивное погружение этого района.

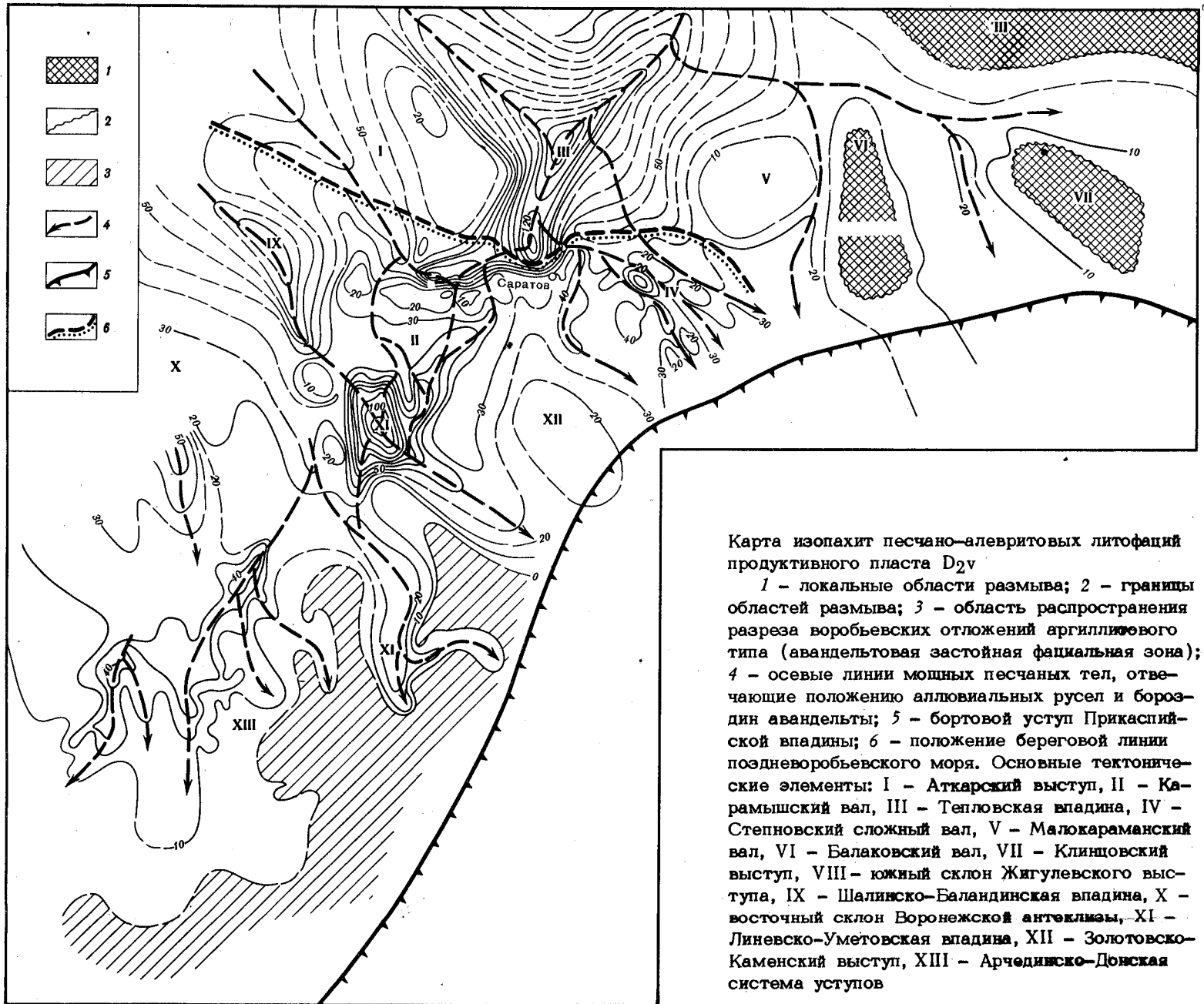
Резкая аридизация климата в раннепермское время способствовала быстрому осолонению вод платформенных морей и погружение ДДВ, Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба компенсировалось процессами галогенеза. Однако и в этом случае компенсация закончилась лишь в поздней перми, когда в бассейны стали поступать огромные массы терригенного материала. В периоды регрессий быстрое прогибание краевых и внутриплатформенных отрицательных геоструктур компенсируется твердым стоком рек (источник компенсационного материала) путем формирования вдоль бортовых частей этих геоструктур мощных дельтовых построек (механизм компенсации). При этом смена по латерали терриген-

ных молассоидных формаций терригенными (преимущественно глинистыми) морскими авандельтовыми сопровождается быстрым возрастанием мощности изохронных горизонтов в 3-6 раз. По подсчетам некоторых авторов [15], средняя скорость седиментации в дельтовой застройке р. Миссисипи 20-50 см/год. Интенсивное прогибание узких внутриплатформенных впадин типа Днепровско-Донецкой и Камско-Кинельской, окруженных крупными источниками поступления терригенного материала, почти полностью компенсируется за счет формирования вдольбортовых (верхнебашкирско-московские отложения северных окраин Донбасса и визейско-серпуховские южной прибортовой зоны) и вдольосевых (визейско-серпуховские отложения приосевой зоны центральной части ДДВ и башкирско-московские толщи открытого Донбасса) авандельтовых построек. Крупные среднекаменноугольные вдольбортовые авандельтовые постройки выявлены в последние годы вдоль северо-западной и западной границы Прикаспийской синеклизы. Здесь, очевидно даже в фазы регрессий, терригенным осадконакоплением компенсировалось прогибание лишь внутренних бортовых зон, а центральная часть впадины представляла глубоководный бассейн с типичным "депрессивным" характером кремнисто-глинистой седиментации и резко редуцированными мощностями стратиграфических комплексов.

Пространственная локализация разновозрастных дельтовых построек определяется ритмичной сменой крупных регрессивных и трансгрессивных фаз и следует направлению смещения зон максимального прогибания. Так, визейско-серпуховская вдольосевая дельтовая постройка ДДВ трассируется в центральной ее части (район Солоховско-Диканьского вала), а башкирско-московская - на западе открытого Донбасса. Известное явление миграции краевых прогибов в сторону платформы отражается и в смещении в этом же направлении разновозрастных дельтовых построек как орогенного, так и платформенного бортов. Доминирование аллювиально-дельтовых отложений в разрезе нижне- и верхнемолассовых толщ краевых прогибов подчеркивалось многими авторами [5, 7, 8, 9]. Мощная дислоцированная сакмарско-артинская дельтовая постройка орогенного борта краевого прогиба Донецко-Промышловского складчатого сооружения вскрыта при разбуривании Каракульского и Сухотинского валов в Астраханском Поволжье. Платформенный борт этого прогиба в данном районе был поглощен интенсивным погружением Прикаспийской синеклизы. В связи с этим 1,5-километровая сакмарско-артинская карбонатно-терригенная нижняя моласса в северном направлении быстро, на протяжении нескольких десятков километров, замещается маломощной (50-80 м) глубоководной карбонатно-кремнистой формацией.

Более широкий (100 км) ассельско-артинский нижнемолассовый шлейф, обрамляющий орогенный борт Предуральского прогиба, формировался в более аридных климатических условиях. В его разрезе широко представлены грубообломочные пролювиально-аллювиальные отложения. Крупная миоценовая дельтовая постройка платформенно-

¹ Индексация свит карбона Донбасса пока еще не приведена в соответствие с последними решениями МСК. (Прим. ред.).



го борта Предкарпатского прогиба описана П. Карнковским [12]. Дельтовый генезис имеют и мощные отложения майкопа, развитые вдоль северной границы Индоло-Кубанского краевого прогиба.

Следует особо подчеркнуть, что в природе существуют лишь три механизма компенсации осадконакоплением аномально быстрого погружения тектонических структур. На геосинклинальной стадии – механизм образования флиша, на орогенной и платформенной – механизм формирования дельтовых построек, на постплатформенной орогенной – компенсация прогибания осуществляется путем накопления мощных (до 10 км в неогене Восточного Таджикистана) аллювиально-пролювиальных моласс. Мощные разрезы морских флишевых и морских авандельтовых отложений обладают рядом аналогичных внешних признаков, из-за чего вторые нередко называют "флишоидными" [5]. К таким признакам относятся мелкая фациально-петрографическая ритмичность (миграционной природы в авандельтовой формации, мутационной – во флишевой), обилие подводно-оползневых текстур, бедность фаунистических остатков в псаммитовых породах (в авандельтовых отложениях обусловлена опресненностью водной среды, во флишевых – динамикой осадконакопления). Указанное чисто внешнее сходство нередко является причиной того, что отложения авандельт рассматриваются как типичный флиш, а терригенный флиш описывается в качестве прибрежно-морских образований. Характерно описание мощных аллювиально-дельтовых нижнемолассовых накоплений добротовских слоев воротышенской серии нижнего миоцена Предкарпатского прогиба [3, с. 107]: "Эта толща большой мощности обладает всеми внешними признаками флиша. Она состоит из ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, в ней наблюдаются обычные для флиша ритмы и фракционная слоистость. Очень часты следы подводных оползаний осадка с образованием даже оторванных от слоя "закрутышей". Все это свидетельствует о неспокойном тектоническом режиме, частых колебательных движениях при глубоководном прогибании бассейна. Однако здесь и речи не может быть о мутьевых потоках, о перетолжении первоначальной массы осадка в другой более глубоководной полосе. Это определяют многочисленные следы позвоночных животных – парнокопытных, хищников и птиц, которые могли быть оставлены только на первичном осадке на пляже при колебаниях береговой линии. Таким образом, черты флиша могут возникнуть и без турбидных потоков, только в результате колебательных движений¹. Значит, без участия этих потоков мог образоваться и сам флиш".

Изложенное приводит к выводу о том, что седиментационные модели терригенных пластовых нефтегазоносных резервуаров краевых и внутрплатформенных прогибов европейской части СССР необходимо связывать главным образом с аллювиально-дельтовым

механизмом осадконакопления. Значительное разнообразие таких моделей установлено в последнее десятилетие при изучении крупных нефтегазоносных третичных дельтовых построек Галф Коста, Нигерии, Предкавказского и Предкарпатского прогибов, девонских, нижне- и среднекаменноугольных, нижнепермских погребенных дельт бортовых частей Прикаспийской впадины, нижне- и среднекаменноугольных – в ДДВ и Донбассе.

Все они формировались вдоль границ различных по природе геоструктур и в разных палеоклиматических зонах, общей является лишь четкая приуроченность их к зонам высокого градиента скоростей погружения тектонического субстрата. Ведущий тип динамики водной среды в аллювиальных и авандельтовых обстановках седиментации – линейный, однонаправленный. В дельтах рек, впадающих в морские бассейны с высокой волновой энергией, он дополняется осцилляционной волновой динамикой, а при наличии в бассейне интенсивных вдольбереговых течений – линейным однонаправленным движением водных масс, ориентированным перпендикулярно движению водных потоков дельты. Седиментационная модель пластового резервуара в песчаниках аллювиально-руслового генезиса относительно проста. В основе ее лежит пространственная связь речных долин с конседиментационными пликативными и дизъюнктивными дислокациями. На сводах конседиментационных антиклинальных поднятий при небольших амплитудах палеорельефа мощность аллювиально-руслых песчаников существенно сокращается, а гранулометрическая сортировка их улучшается. Наблюдаемые в пределах сводов конседиментационных антиклиналей локальные аномалии мощности аллювиальных песчаников обычно связаны с межкупольными синклиналиями или разрывными нарушениями. Подобная седиментационная модель изучена на примере продуктивных аллювиальных песчаников девона и карбона Саратовско-Волгоградского Поволжья [1, 7], нижнего карбона ДДВ [2] (см. статьи Я.Г. Лазарука, а также В.М. Гаврилко с соавторами в наст. сб.).

В процессе формирования малоамплитудных антиклиналей под воздействием регионального наклона в аллювиальных песчаниках происходит образование разнообразных литологических и структурно-литологических ловушек [7]. Особенно благоприятствует этому совпадение простираения погребенных речных долин и регионального наклона. Состав аллювиальных песчаников, образованных за счет размыва платформенных областей сноса, варьирует от мономинерального кварцевого до олигомиктового и зависит как от климата, так и от петрографического состава пород, эродируемых в пределах водосборных площадей. Эти факторы определяют также состав глинистой матрицы песчаников и их цемента. Так, визейско-серпуховские аллювиальные песчаники северной прибортовой зоны ДДВ, отложенные реками, которые дренировали район Воронежской антеклизы в условиях гумидного климата, являются мономинеральными кварцевыми, а в глинистой матрице их доминирует каолинит, замещенный при размыве озерно-болотных отложений низменной аллювиальной равнины и кор выветривания. Песчаники того же воз-

¹ Следует отметить, что О.С. Вялов не относит описываемые отложения к аллювиально-дельтовым, считая их "прибрежно-морскими", однако такая трактовка неопределенна. (Прим. ред.).

раста и генезиса южной, более тектонически активной прибортовой зоны ДДВ, возникшие за счет аллювия рек, дренировавших породы Украинского кристаллического массива, варьируют от мономинеральных до олигомиктовых (до 40% обломочных полевых шпатов). Башкирско-московские аллювиальные песчаники, широко развитые в Урало-Поволжье и системе ДДВ-Донбасс, являются олигомиктовыми и полимиктовыми, что отражает региональную аридизацию климата в среднем карбоне.

Как известно, дельтовые постройки сложены главным образом глинистыми породами. Незначительное количество песчано-алевритового материала выполняет на поверхности дельты узкие бороздины, не перекрывая своды даже малоамплитудных конседиментационных антиклиналей либо предельно сокращаясь здесь в мощности. Чаще всего на сводах растущих локальных поднятий бороздинные мелко- и тонкозернистые авандельтовые песчаники замещаются глинисто-алевритовыми породами.

Редукция мощности и существенное из-за разлинзования сокращение объема пластовых резервуаров типичны для авандельтовой седиментационной модели.

Эти явления чрезвычайно важны для понимания таких постседиментационных процессов, типичных для крупных дельтовых построек, как образование аномально высоких пластовых давлений и грязевого диапиризма [2, 13, 14], связанных с быстрым захоронением в дельтах огромных масс сильно обводненных глинистых осадков. Гравитационная неустойчивость их ведет к образованию специфических конседиментационных сбросов "нарастания", в опущенных крыльях которых мощность горизонтов возрастает в 2-3 раза. Здесь же благодаря вращательному движению опущенного крыла вдоль быстро выполаживающейся в нижней части плоскости сбрасывателя происходит образование конседиментационных бескорневых брахиантиклиналей.

Наличие описанных дислокаций сильно осложняет структурный план дельтовых построек и создает вместе с тем благоприятные условия для формирования многочисленных мелких и средних месторождений углеводородов. Как правило, газовые месторождения мористого края дельтовой постройки сменяются в ее проксимальной части нефтяными. Подобная зональность описана почти во всех погребенных нефтегазоносных дельтовых комплексах [11].

Как правило, залежи нефти и газа в дельтовых постройках многопластовые. При расформировании брахиантиклинальных складок под влиянием регионального наклона происходит трансформация кольцевых ловушек в дельтовых бороздинных песчаниках, замещающихся на своде непроницаемыми глинисто-алевритовыми породами, в литологически экранированные ловушки. Последние известны в ниже- и среднекаменноугольных отложениях Саратовско-Волгоградского Поволжья.

Седиментационная модель нефтегазоносных пластовых резервуаров, связанная с осцилляционной волновой динамикой водной среды мелководно-морского терригенного осадконакопления, детально описана в Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции [6]. Ос-

новная особенность ее - максимальные мощности песчано-алевритовых литофаций на сводах конседиментационных локальных поднятий, которые представляли собой подводные отмели, бары, косы и пересыпи. Д. Буш [10], изучавший третичную нефтегазоносную дельтовую постройку Бургосского бассейна Мексики, отмечает перемежаемость в разрезе свиты Фрайо на одних и тех же месторождениях залежей в песчаниках авандельтового бороздинного генезиса и залежей в баровых песчаниках. Эти залежи отличаются полярным распределением мощностей по отношению к элементам конседиментационной антиклинали.

Сочетание в разновозрастных дельтовых отложениях продуктивного горизонта НД-9 нижнего сармата Билече-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба баровой и авандельтовой бороздинной седиментационных моделей пластовых резервуаров описано В.М. Гаврилко (см. статью В.М. Гаврилко с соавторами в наст. сб.). Необходимо отметить, что фронтальная часть этой же дельтовой постройки, по-видимому, подвергалась воздействию вдольосевых морских течений Предкарпатского палеопротолива, перераспределявших терригенный материал, выносимый Жешувской, Майнычской и другими палеореками с платформы.

Эффект перемива дистальных окончаний дельтовых песчаных бороздин вдольбереговыми течениями изучен в третичных и современных отложениях дельты р. Миссисипи. При этом образуются своеобразные "пески фронта дельты", слагающие линзовидные пласты, простирающие которых перпендикулярно таковому бороздинных песчаников. Поскольку пески фронта дельты отложены водными потоками со струйной однонаправленной динамикой, распределение их мощности по отношению к элементам конседиментационных структур аналогично таковому аллювиальных и авандельтово-бороздинных песчано-алевритовых литофаций. Сочетание двух седиментационных моделей (баровой и донно-течениевой) пластовых резервуаров описано А.И. Сидоренковым [6] в морском мезозое Западной Сибири.

Песчаные породы авандельтового генезиса, как правило, характеризуются высоким содержанием глинистой матрицы, в составе которой (в гумидных климатических комплексах) содержание каолинита резко падает, а гидрослюд и хлорита возрастает. При выносе реками в бассейн значительных масс тонкодисперсных триоктаэдрических слюд (биотита) в глинистой фракции песчано-алевритовых пород происходит интенсивное образование метастабильных смешанослойных фаз продукта деградации этих слюд. В дельтовых постройках рек семиаридных климатических поясов глинистая фракция терригенных пород обычно обогащена разбухающим компонентом.

Дегидратация монтмориллонита при катагенезе приводит к высвобождению значительных масс воды, что увеличивает аномальные пластовые давления. С наличием последних связано обнаружение в дельтовых комплексах, вскрытых на глубинах 5-6 км, не только высокой пористости песчаников, но и аномально высокой пористости глин (артинские отложения Кенкиякского месторождения, восточная часть Прикаспийской впадины).

Состав обломочной части дельтовых песчаников крупных рек даже в гумидных климатических условиях редко бывает мономинальным, что связано с большой площадью водосборов.

Приведенные особенности седиментационных моделей пластовых резервуаров погребенных дельтовых построек необходимо учитывать в процессе нефтегазопроисковых работ. Например, задача выделения продуктивных пластов не может быть решена здесь на базе обычного комплекса промыслово-геофизических исследований. Значительную помощь оказывают временные исследования комплексом нейтронных методов после обсадки и тампонажа скважины. Информация о нефтегазонасыщенности пластов в данном случае может быть получена на основании сведений о характере изменения насыщения приствольной зоны пластов. После обсадки и тампонажа скважины происходит постепенное расформирование зоны инфильтрации: замещение фильтрата нефтью или газом или его осолонение за счет гравитационных и капиллярных сил и диффузионного обогащения солями из пластовых вод. Длительность этого процесса зависит главным образом от коллекторских свойств исследуемых пластов: в хорющих коллекторах – десятки суток, в плохих – несколько месяцев и даже лет. В большинстве случаев, однако, нет необходимости ожидать полного расформирования зоны проникновения, ибо уже первые признаки характера ее изменения позволяют достаточно надежно судить о нефтегазонасыщенности пласта. Как при полном, так и при частичном расформировании зоны проникновения нефтегазонасыщенные пласты можно выделить по увеличению с течением времени показаний НГК и ИННК на диаграммах, полученных после обсадки скважины.

В заключение необходимо констатировать, что наметившееся в практике отечественных нефтегазопроисковых геологических исследований отставание комплексного изучения погребенных дельтовых построек, так же как и карбонатных резервуаров, связано прежде всего с заметным снижением объема специальных литолого-фациальных, минералогических и палеонтологических изысканий. Объясняется это и прогрессирующим падением объема отбираемого керна и значительными успехами промыслово-геофизических исследований, которые, однако, при всей их значимости, не могут заменить непосредственного изучения породы современными физическими и химическими методами. Ликвидация указанного отставания является одной из первоочередных задач отечественной нефтегазовой геологии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабадаглы В.А., Колесник А.П., Яцкевич С.В. и др. Аллювиально-дельтовые отложения среднего и верхнего девона Саратовского Поволжья. – Сов. геол., 1975, № 3.
2. Бабадаглы В.А., Витенко В.А., Кельбас Б.И. и др. Геологические модели пластовых нефтегазонасыщенных резервуаров нижне- и среднекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 8.

3. Вялов О.С. Тектонические факторы седиментогенеза в Карпатском флишевом бассейне. – В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977.
4. Проблемы тектоники и нефтегазоносности краевых прогибов. М.: Недра, 1973.
5. Резников А.И. Геологическое положение и общие черты строения флишевой толщи срединной части Донбасса. – Геол. журн., 1978, т. 38, № 6.
6. Сидоренков А.И. Седиментологические аспекты формирования неантиклинальных ловушек в морском мезозое Западной Сибири. – В кн.: Особенности строения литологически и стратиграфически экранированных залежей нефти и газа в мезозое Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1978. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 144).
7. Федоров Д.Л., Бабадаглы В.А., Яцкевич С.В. и др. Литология подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы. Саратов, 1976.
8. Федоров Д.Л., Бабадаглы В.А., Формационная характеристика нижнебашкирских и артинских отложений Прикаспийской впадины. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, т. 53, вып. 6.
9. Хворова И.В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 37).
10. Busch D.A. Influence of growth faulting on sedimentation and prospect evaluation. – AAPG Bull., 1975, vol. 59, N 2.
11. Deltas models for exploration / Ed. M.L. Broussard. Houston: Houston Geol. Soc., 1975.
12. Karnkowski P. Paleodelta w miocenie przedgórze Karpat. – Przegl. geol., 1978, N 11.
13. Magara K. Reevaluation of montmorillonite dehydration gas cause of abnormal pressure and hydrocarbon migration. – AAPG Bull., 1975, vol. 59, N 2.
14. Morgan J.P., Coleman J.M., Gagliano S.M. Mudlumps: diapiric structures in Mississippi delta sediments. – In: Diapirism and diapirs. Tulsa: AAPG, 1968, mem. 8.
15. Scruton P.C. Delta building and the delta sequence. – In: Recent sediments northwest Gulf of Mexico. Tulsa: AAPG, 1960.

УДК 551.4:551.8:550.812:553.98

**М.В. Проничева, А.Н. Золотов, Ю.В. Пашков,
Г.Н. Саввинова, Ю.Г. Такаев**

РОЛЬ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ В ИЗУЧЕНИИ ПЛАСТОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

В последние годы палеогеоморфологические методы начинают широко применяться при решении вопросов нефтепоисковой геологии. Это обусловлено тем, что палеогеоморфологические условия тесно связаны со структурными, литологическими и геохимическими, так как в формах и типах рельефа отражены геологическое строение (состав и структура субстрата), деформации слоев, экзогенная скульптура.

Палеогеоморфологическое картирование используется при изучении нефтегазоносных природных резервуаров (в том числе и пластовых) и их составных частей. Например, поверхности несогласия являются нередко верхней и нижней границами резервуара; с несогласиями связана группа пластовых стратиграфически экранированных залежей. Формирование пород-коллекторов и связанных с ними ловушек также обусловлено в значительной мере палеорельефом эпох мелководно-морского и, особенно, континентального осадконакопления.

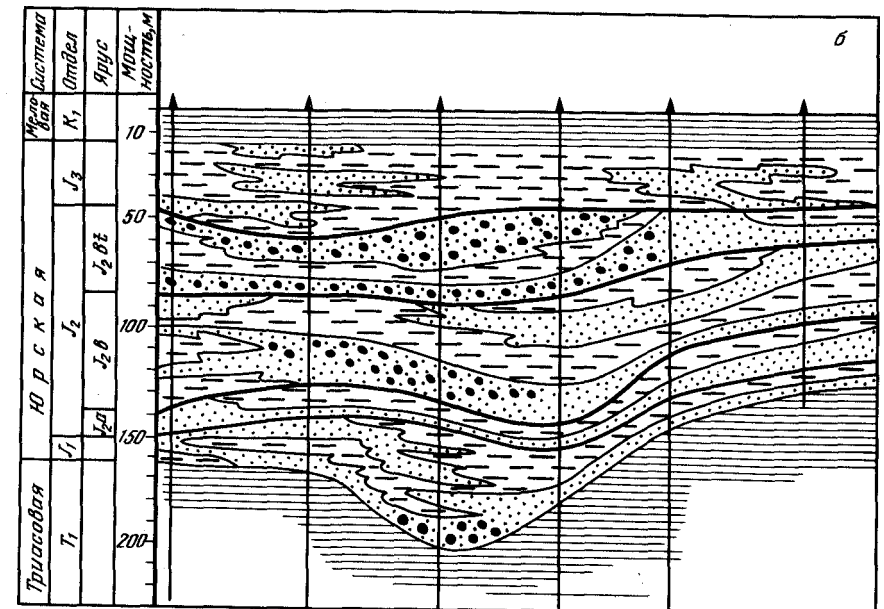
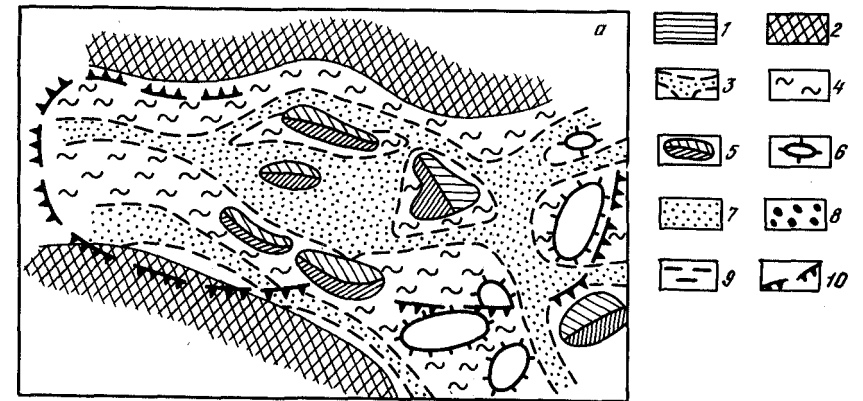
Коллекторы и ловушки, образующие природные резервуары, возникают в границах определенных форм рельефа. Диагностическими признаками генетических типов отложений служат не только литологические, фациальные и текстурные особенности, но и условия залегания, пространственно связанные с формами палеорельефа. Литогенетические типы отложений (например, эоловые, аллювиальные, баровые и др.) приурочены к соответствующим формам рельефа. Значит картирование палеорельефа путем изучения палеогеоморфологических особенностей осадконакопления должно способствовать созданию моделей природных резервуаров и выяснению особенностей их строения.

Проведенные во ВНИГНИ палеогеоморфологические исследования продуктивных отложений - юры и триаса в Прикаспийской впадине, юры и несома на п-ове Бузачи, терригенного карбона в Оренбуржье - позволили наметить пути использования информации о палеорельефе для построения седиментационных моделей пластовых резервуаров, выявления литогенетических закономерностей формирования пород-коллекторов и составления прогнозных карт их распространения.

В качестве одного из примеров интерпретации особенностей размещения пород-коллекторов по площади и в разрезе рассмотрим полученные данные о юрском продуктивном комплексе восточной части Прикаспийской впадины.

Детальными палеогеоморфологическими исследованиями на месторождении Кенкияк и прилегающей территории площадей Кокжиде - Кумсай были установлены аллювиальная природа юрской продуктивной толщи и распределение в ней пород-коллекторов в зависимости от строения и циклов развития палеодолины (рисунок). К началу раннеюрского аккумулятивного морфоцикла рельеф над сводовой частью купола был уже заметно расчленен. Невысокие куэсты и останцы триасового возраста, продолжавшие еще некоторое время служить участками денудации, разделялись понижениями различных размеров и формы, где уже шло осадконакопление.

Предьюрский рельеф определил характер распределения литологических типов пород раннеюрского возраста: в глубоких замкнутых понижениях накапливались алевроито-глинистые осадки спокойных водоемов, которые соединялись друг с другом относительно узкими протоками, где осаждался более грубозернистый песчано-гравийный материал.



Палеогеоморфологическая схема юрского пластового резервуара месторождения Кенкияк в Прикаспийской впадине: а - план, б - профиль

1 - пластовый резервуар; 2 - борта долины (литологический экран); 3 - русла; 4 - террасы; 5 - куэстово-останцовый рельеф; 6 - пологие возвышенности; 7 - коллектор; 8 - коллектор нефтенасыщенный; 9 - глины; 10 - контур соляного штока

На более поздних этапах развития (байос – бат) аккумуляция в меньшей степени зависела от рельефа позднеюрской эпохи, так как основные неровности его были сnivelированы в период накопления нижнеюрских и нижней части среднеюрских отложений.

Хотя положение долины оставалось в целом унаследованным, по составу отложений и форме вреза удалось проследить миграцию ее русловой части в юрское время. Наиболее широкой палеодолина была в батском веке, с отложениями которого на Кенкияке связан самый продуктивный второй среднеюрский нефтеносный горизонт.

Распространение пород-коллекторов ограничено в основном бортами палеодолины, что подтверждается материалами испытания скважин на приток и распределением суммарных эффективных нефтенасыщенных мощностей продуктивных юрских горизонтов. Так, при испытаниях во всех скважинах, расположенных в пределах палеодолины, получены притоки нефти (в контуре нефтеносности) или воды с нефтью (за контуром нефтеносности). Скважины, расположенные на водоразделах за пределами палеодолины, при испытаниях оказались сухими. Имеются участки слабопроницаемых пород и в самой палеодолине, где над денудационными останцами предюрского палеорельефа накапливались сильно заглинизированные породы.

Таким образом, восстановление палеогеоморфологической обстановки осадконакопления юрского субаэрального морфоцикла на месторождении Кенкияк позволило создать модель строения природного резервуара юрской продуктивной толщи. Распределение нефтеносности внутри пластового резервуара обусловлено на Кенкияке благоприятными структурными условиями, а распределение эффективных нефтенасыщенных мощностей контролируется элементами палеорельефа.

Палеогеоморфологическими исследованиями на территории Прикаспийской впадины восстановлены разветвленная сеть палеодолин и обширная дельтовая область на юге. Аллювиальные отложения, выполняющие палеодолины, представлены крупнозернистым песчаным, гравийно-галечным, реже алеврито-глинистым материалом. На некоторых участках долины сильно расширяются, образуют обширные аллювиальные равнины с развитыми в их пределах отложениями русел, стариц, прирусловых валов: песками, тонкослойными глинами, алевритами.

Проведенный анализ позволил сделать важный вывод о том, что строение пластовых резервуаров юрских континентальных отложений обусловлено главным образом рисунком гидросети, представляющей сложную систему аллювиальных равнин, углубленных участков русел, притоков. За пределами зон палеодолин отмечены значительная глинизация пород и отсутствие достаточно емких природных резервуаров.

Известные в юрском комплексе восточной части Прикаспийской впадины нефтяные месторождения приурочены к палеодолинам и дельтовой области. Условия развития палеодолин зависели от колебания уровня морского бассейна и локальных тектонических движений. В связи с определенной цикличностью осадкообразования в долинах, связанной с чередованием периодов аккумуляции и эрозии и увеличением числа таких циклов по направлению к устью проис-

ходит усложнение строения аллювиальной толщи вниз по течению. Это отражается прежде всего в увеличении количества проницаемых прослоев и, соответственно, количества нефтеносных горизонтов в ее составе. Если на месторождениях Северной Эмбы (Кенкияке, Акжаре, Каратюбе, Копе) в палеодолинах количество юрских продуктивных горизонтов 1–7, то на Южной Эмбе в дельтовой области до 10–13.

Палеогеоморфологическое картирование территории Прикаспийской впадины и выделение юрских аллювиального и водораздельного комплексов имеют значение для прогноза запасов углеводородов и выбора направлений поисковых работ.

Палеогеоморфологическими реконструкциями на месторождении Каражанбас (п-ов Бузачи) установлен баровый и золотый генезис песчаных тел барремской прибрежно-морской и континентальной толщи, что объясняет особенности строения слагаемых ими природных резервуаров. Резервуары имеют в целом пластовый характер и характеризуются частыми литологическими экранами, создающими значительные трудности при размещении эксплуатационных скважин.

Спыт показывает, что использование результатов палеогеоморфологического картирования в практике нефтепоисковых работ способствует более полному изучению пород-коллекторов и составлению прогнозных карт их распространения. Составление литолого-палеогеоморфологических карт для различных стратиграфических уровней позволяет создать пространственно-временные генетические модели строения природных резервуаров нефтегазоносных провинций.

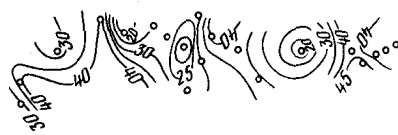
УДК [551.4:551.8] : [551.735.1:552.51] (477.5)

Я.Г. Лазарук

ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ВИЗЕЙСКО-СЕРПУХОВСКИХ ПЕСЧАНО-АЛЕВРИТОВЫХ ПОРОД ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

С помощью известных [1] методов восстановлен палеорельеф времени накопления основных визейско-серпуховских продуктивных пластов на 26 локальных поднятиях северо-западной и центральной частей Днепровско-Донецкой впадины. Установлено, что все поднятия в течение рассматриваемого времени развивались конседиментационно, но с разной степенью унаследованности. Амплитуда древнего эрозионно-тектонического рельефа была незначительной и для времени отложения элементарной паралической ритмосерии не превышала нескольких десятков метров (рисунок, а). Отрицательные формы палеорельефа совпадали с конседиментационными синклинальными зонами, межструктурными перегибами и разрывными нарушениями. Детальный структурно-палеогеоморфологический анализ пока-

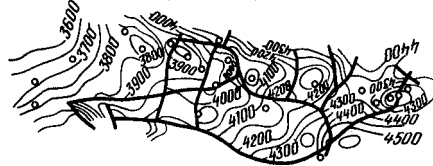
Софиевско-Яршевская зона
В-17н
а



Песчано-алевритовые литофаации



Структурная карта

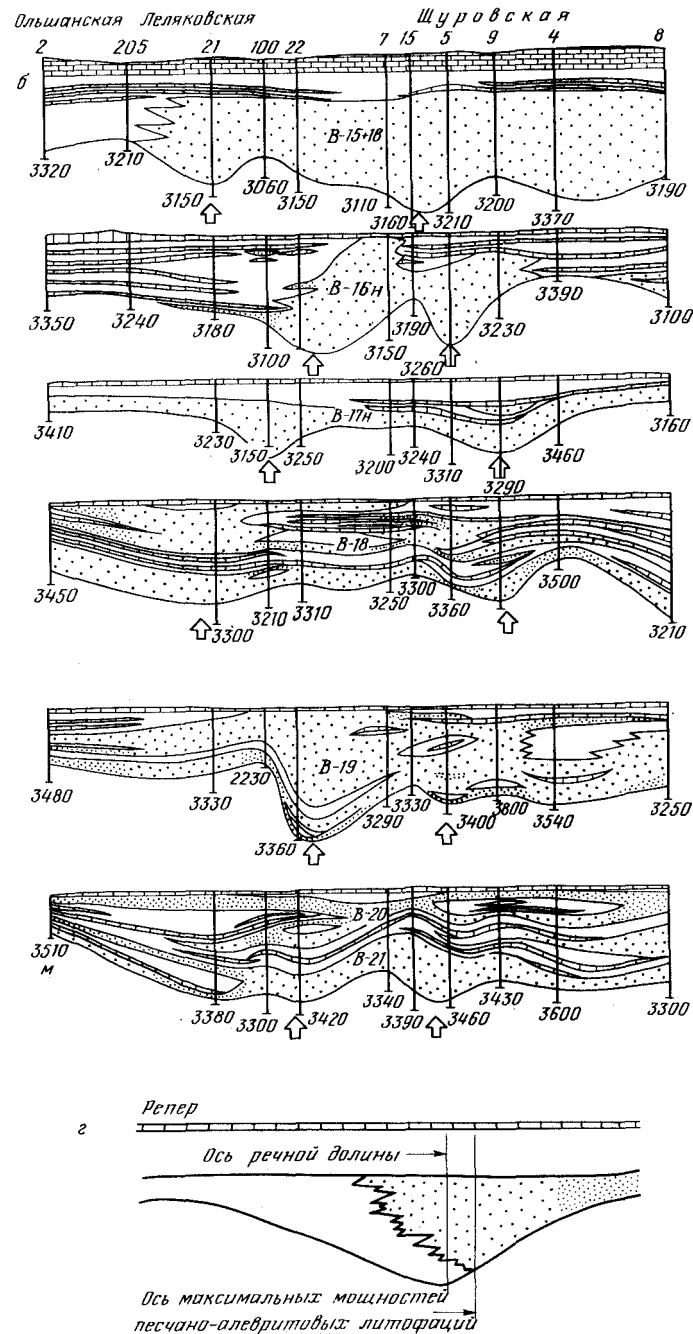
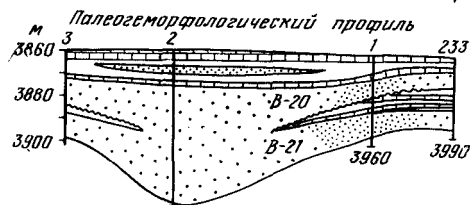
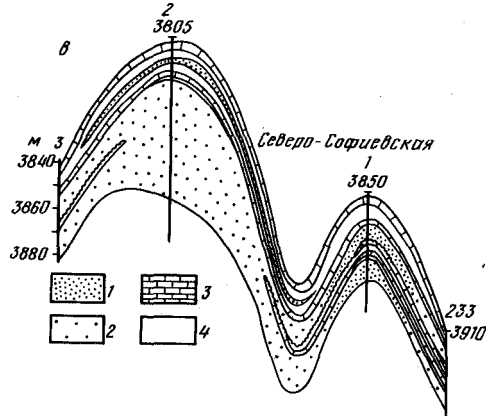


Структурно-палеогеоморфологические построения

а - монтаж структурно-палеогеоморфологических и литофациальных построений; б - миграция палеопотоков вследствие постседиментационного уплотнения осадков; в - пример ошибочного определения генезиса песчано-алевритовых литофаций без учета палеогеоморфологических построений; г - смещение оси максимальных мощностей песчано-алевритовых литофаций относительно оси ранее выработанной речной долины

1 - алевриты; 2 - песчаники; 3 - известняки; 4 - аргиллиты

Современный геологический профиль
васильевская



зал, что структурный план отдельных участков исследуемой территории существенно изменялся сравнительно быстро, поэтому палеотектоническая и палеогеоморфологическая обстановка формирования двух соседних в разрезе продуктивных пластов не всегда идентична; тем более не совпадают современный и древний структурные планы. С учетом степени унаследованности геологического развития и роли структуроформирующих факторов в пределах изученной территории выделены локальные поднятия, образование которых в визейско-серпуховское время было связано: а) с проявлением галокинеза в зонах развития мощных соленосных отложений девона; б) с унаследованным движением блоков фундамента северной прибортовой части впадины; в) с резкой литофациальной изменчивостью разрезов приосевой части впадины; г) с разнонаправленными хаотичными движениями отдельных блоков кристаллического фундамента на остальной территории впадины.

В распределении песчано-алевритовых литофаций по отношению к визейско-серпуховскому рельефу установлена закономерность — максимальные мощности указанных литофаций совпадают с отрицательными морфоструктурами, т.е. в палеоструктурном выражении, с синклинальными зонами, межструктурными перегибами и тектоническими нарушениями (см. рисунок, а). Такое распределение песчано-алевритового материала указывает на отложение его седиментационными потоками с однонаправленной динамикой и позволяет предположить аллювиально-дельтовый генезис песчано-алевритовых пород визейско-серпуховских продуктивных горизонтов. Таким образом, фациальные парагенезы паралических угленосных ритмосерий нижнего карбона ДДВ и отложений среднего карбона Донбасса идентичны [3].

Следует заметить, что конформность изогипс палеорельефа и изопакит перекрывающих его песчано-алевритовых пород наблюдается сравнительно редко. Связано это, по всей видимости, с тем, что между образованием речной долины и заполнением ее аллювием проходит определенный интервал времени, в течение которого палеорельеф меняется за счет постоянно формирующегося регионального наклона и других факторов. Выполнение долины аллювием начинается в период подпруживания рек водами трансгрессирующего моря. Скорость течения палеопотоков вследствие этого резко уменьшается, транспортирующая способность их падает и начинается отложение песчано-алевритового материала. Даже самые незначительные изменения палеорельефа в течение времени накопления визейско-серпуховских отложений приводят к несовпадению оси максимальных мощностей песчано-алевритового материала с осью ранее выработанной речной долины (см. рисунок, в), хотя общий характер приуроченности максимальных мощностей песчано-алевритовых пород к наиболее пониженным частям палеорельефа выдерживается довольно четко. В пользу аллювиального генезиса рассматриваемых песчаников говорят также многочисленные эрозионные врезы, наблюдаемые в их подошве, отсутствие морской фауны в песчаниках, характерные текстуры, низкое отношение стронция к

барью, свидетельствующее о незначительной солености седиментационных вод.

О необходимости изучения палеорельефа времени накопления песчано-алевритовых литофаций для определения их генезиса свидетельствует следующий пример. В районе скв. 2 Васильевской, находящейся в пределах Софиевско-Ярошевской структурной зоны, во время отложения верхневизейских пластов В-20, В-21 развивалась синклиналь, прямо отраженная в палеорельефе (см. рисунок, в, палеогеоморфологический профиль). К указанному понижению палеорельефа была приурочена речная долина, о чем свидетельствует эрозионный врез аллювиальных песчаников горизонта В-20 в песчаники нижележащего горизонта В-21. Мощные русловые песчаники в районе скв. 2, находящейся в приосевой части современного Васильевского поднятия (см. рисунок, в, геологический профиль), без учета палеоструктурных построений можно ошибочно принять за прибрежно-морской бар.

Д. Буш [2] указывает на возможность ошибочного определения генезиса песчано-алевритовых литофаций из-за недоучета дифференциального уплотнения глинистого и песчаного материала. В процессе уплотнения терригенных отложений, вмещающих линзы песчаников, геометрия кровли последних трансформируется и приобретает псевдобаровый облик.

Вместе с тем наиболее важна для палеогеоморфологических реконструкций геометрия подошвы песчаных тел практически не изменяется при описываемых процессах. Ввиду этого построения карт палеорельефа карбона ДДВ можно выполнять без внесения поправок на уплотнение пород.

Однако с дифференциальным уплотнением осадков связано возникновение конседиментационных структур уплотнения, контролирующих пространственное распределение песчано-алевритовых литофаций. На рисунке б показана серия палеопрофилей элементарных гемиритмосерий, следующих друг за другом в верхневизейском разрезе. Указанные профили ориентированы вкрест простирания впадины и приурочены к приосевой ее части, характеризующейся невысокой активностью структуроформирующих процессов. Над мощными линзами песчаников руслового заполнения в палеорельефе начала отложения песчаников последующей ритмосерии вследствие дифференциального уплотнения осадков образуются малоамплитудные положительные морфоструктуры, играющие роль водоразделов. Это приводит к смещению седиментационных палеопотоков (на рисунке б показаны стрелками) в более пониженные участки рельефа на расстояние порядка нескольких километров. Поскольку перемещение основной палеореки было ограничено бортами впадины, отдельные русла ее постоянно мигрировали относительно некоторого среднего своего положения.

Трассирование палеодренажных систем проводится по осям максимальных мощностей песчано-алевритовых литофаций. В прибортовых районах ДДВ оси максимальных мощностей песчано-алевритовых тел визейско-серпуховского возраста ориентированы вкрест,

а в приосевой части – по простиранию впадины. Такое распределение мощностей свидетельствует о существовании протекавшей в юго-восточном направлении палеореки, в которую впадали многочисленные притоки. Реконструкция палеорельефа показывает, что градиент наклона бортов к оси палеовпадины не превышал 1 м/км, а самой присевой зоны в юго-восточном направлении был, по-видимому, еще меньше. Превышение бортов над наиболее пониженной частью территории составляло 50–80 м. Вследствие изменения относительной активности северного и южного бортов впадины, а также дифференциального уплотнения осадков основная палеорека, как впрочем и ее притоки, испытывала значительное латеральное смещение. Так, если во время отложения песчаников продуктивного горизонта В-17в основная палеорека протекала вдоль северо-восточного борта Палеосребненского прогиба, то во время отложения песчаников вышележащего горизонта В = 15+16в она сместилась на расстояние порядка 10 км к его юго-западному борту.

Выяснение закономерностей развития палеодренажных систем даст возможность приступить к поискам залежей углеводородов, связанных с зонами выклинивания и замещения продуктивных песчано-алевритовых пластов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабадаглы В.А., Джумагулов А.Д., Шебалдина М.Г., Яцкевич С.В. Использование ритмичности осадконакопления при поисках нефти и газа. – В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск, 1975.
2. Буш Д.А. Стратиграфические ловушки в песчаниках. М.: Мир, 1977.
3. Строение и условия осадконакопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1; 1961. Ч. 2.

УДК [553.061.42:553.98.23.052] : 001.18:551.782(477.8)

В.М. Гаврилко, Б.П. Пелипчак,
Л.Б. Пономаренко

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ЗОН ВЫКЛИНИВАНИЯ ГРАНУЛЯРНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НИЖНЕГО САРМАТА БИЛЬЧЕ-ВОЛИЦКОЙ ЗОНЫ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Основные ошибки, допускаемые при истолковании связи локальных и региональных тектонических структур Бильче-Волицкой зоны с эффективными мощностями гранулярных коллекторов тортона – сармата, связаны с забвением большого разрыва во времени между

образованием пласта коллектора и формированием современного структурного плана. Иначе говоря, в период накопления, окажем, пласта НД-11, местоположение и конфигурация локальных и региональных структур северо-запада Бильче-Волицкой зоны значительно отличались от современных.

Латеральная зональность литофаций, изменение их мощностей, положение зон выклинивания, сортировка обломочного материала и т.д. определялись конседиментационной палеоструктурой, дизъюнктивной и пликативной, выраженной так или иначе в палеорельефе (наземном или подводном). Следовательно, в основе исследований должно лежать выявление связей в ряду палеоструктура-палеорельеф-литофации.

Традиционные, апробированные в различных регионах методы восстановления палеорельефа основаны на анализе мощностей небольшого стратиграфического интервала между подошвой реперного известняка или бентонита, отложенных на ровной поверхности мелководноморского шельфа, и подошвой изучаемого объекта, в данном случае – песчаного продуктивного пласта. Карта мощности такого интервала является картой палеорельефа подошвы песчаников на время отложения реперных известняков. Чем ближе по возрасту подошва изучаемого пласта песчаников и подошва реперного горизонта, тем менее деформированным получается реконструированный палеорельеф. Это, так сказать, уже классика палеогеоморфологии.

Ну, а как быть, если в изучаемом разрезе нет реперных известняков и бентонитов? В этом случае следует вспомнить, что подошвы песчаных линзовидно-пластовых пачек тортона-сарматского разреза представляют собой по сути дела поверхности погребенного эрозивно-тектонического рельефа, то малоамплитудного, сглаженного, то расчлененного, контрастного.

Если учесть, что палеорельеф и палеоструктура обычно достаточно длительное время развиваются унаследованно, то это значит, что подошвы двух залегающих непосредственно друг над другом песчаных пачек должны представлять поверхности палеорельефа, мало отличающиеся по конфигурации и лишь разнящиеся по амплитуде, поскольку интенсивность тектонических процессов всегда либо убывает, либо нарастает.

В тех случаях, когда авторы имели в своем распоряжении хорошо коррелируемый пласт глин, они "подвешивали" изучаемую поверхность к его подошве. Чаще, однако, палеорельеф восстанавливался методом составления карты изопахит ритмосерии, начинающейся с подошвы песчаного продуктивного пласта и заканчивающейся подошвой следующего выше песчаного пласта.

Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на небольшой интервал времени (десятки тысяч лет), прошедший от времени формирования нижней поверхности до времени формирования верхней, непрерывное образование регионального наклона, небольшое влияние дифференциального уплотнения обломочных пород создают некоторую диспропорцию параметров "нижнего" и "верхнего" рельефов.

Поэтому карту изопахит ритмосерии следует рассматривать как

карту усредненного, неоткорректированного палеорельефа, для уточнения которого необходимо внесение поправки. Такую поправку вносит изучение латеральных изменений мощности песчано-алевритовой литофации, входящей в разрез ритмосерии. По каждой скважине подсчитываются: суммарная мощность проницаемых песчано-алевритовых пород ритмосерии в метрах; количество пропластков или пачек этих пород; процентное отношение их мощности к мощности ритмосерии.

Карты, на которых изолиниями показано процентное отношение мощности песчано-алевритовых пород ритмосерии к мощности самой ритмосерии, можно рассматривать как карты откорректированного по "песчаности" палеорельефа. В данном случае коррекция основана на известном положении, согласно которому литофации более чутко отражают палеоструктуру и палеорельеф, нежели мощности отложений. Определенную информацию дают карты изолиний количества песчаных пластов (пачек); этот показатель обычно прямо связан с общей мощностью песчано-алевритовых пород.

Интерпретация комплекса карт позволяет определять положение и характер морфоструктур палеорельефа и зависимость мощности песчано-алевритовых литофаций от палеорельефа, прямо отражающего палеоструктуру.

Перечисленные построения выполнены в региональном и локальном планах для продуктивного пласта НД-9.

Карта неоткорректированного палеорельефа времени отложения пласта НД-9 демонстрирует общее понижение палеогипсометрических отметок в южном направлении. Изогипсы рисуют контур обширного амфитеатра, раскрытого на юг, в сторону фронта Стебникского надвига.

Наблюдаемая конформность границы этого покрова с контурами древнего эрозионно-тектонического рельефа, очевидно, отражает определенную связь между амплитудой надвигания и конфигурацией тектонического рельефа прогиба. Разграниченные поперечными поднятиями отдельные "ванны" прогиба служили как бы "долинами прорыва" для шарьированных масс.

Относительно спокойный рисунок изогипс на бортах указанного амфитеатра нарушается отрицательными морфоструктурами второго порядка. Наиболее крупная из них расположена примерно вдоль прямой, соединяющей скв. 3 Новоселки и 6 Залужаны. Эту морфоструктуру можно классифицировать как палеодолину, открывающуюся в южных румбах. Характерное расширение верховьев этой палеодолины, очевидно, объясняется тем, что она заложена на пересечении двух разломов: Краковецкого и безымянного меридионального.

Введение поправки на "песчаность" позволяет выявить сложную конфигурацию разноамплитудных отрицательных морфоструктур палеорельефа второго порядка в пределах разбуренной части Круженичской впадины.

С запада на восток прослеживаются: Чижевичско-Садковичская, Нижловичи-Залужанская, Рудковско-Новоселско-Майнычская, Грушевско-Майнычская, Северо-Медыничско-Грушевская палеодолины.

Наличие линз углей и включений гальки в песчано-алевритовых породах пласта НД-9, вскрытых скв. 2 Южные Опары, может свидетельствовать о близости береговой линии раннесарматского бассейна (здесь глинистая фракция песчаников содержит примесь каолинита, нигде более не встреченного). В этом случае мы вправе связывать образование субмеридионально вытянутых песчаных тел Рудковско-Новоселско-Майнычской, Грушевско-Майнычской и Северо-Медыничско-Грушевской палеодолин мелководноморского субаквального палеорельефа с деятельностью распределительных потоков авандельты.

Песчаные тела двух других отрицательных морфоструктур имеют простирание, приближающееся к простиранию прогиба, и они, по-видимому, связаны с деятельностью вдольбереговых течений, размывавших и перераспределявших терригенный материал дельтовой постройки.

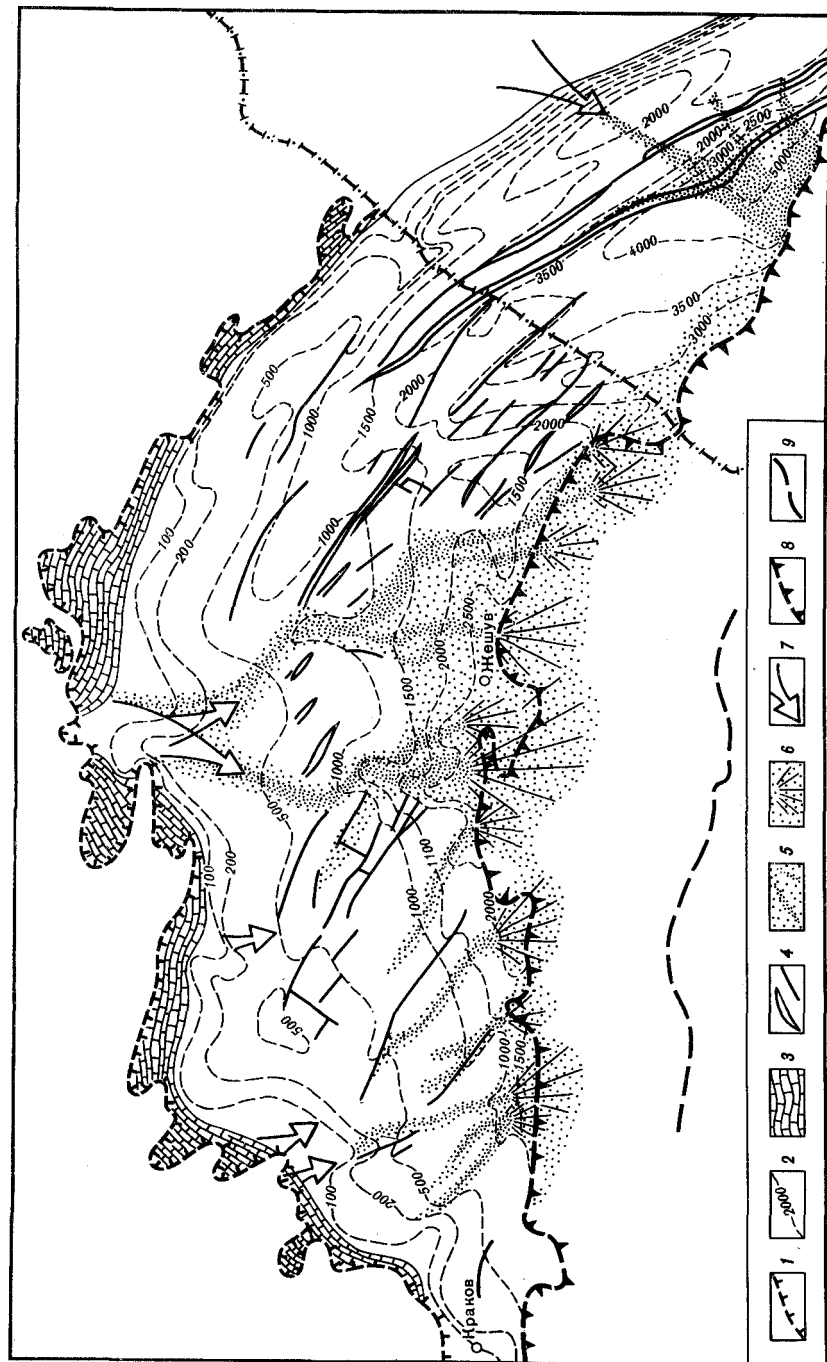
Следует отметить, что П. Карнковский, базируясь на сведениях, полученных предыдущими исследователями, и результатах обработки материалов бурения более 1500 глубоких скважин и сейсмики, пришел к выводу о существовании в раннем сармате обширной аллювиально-дельтовой системы вдоль платформенного борта Предкарпатского прогиба (рис. 1). Палеореки, наиболее крупная из которых прослежена П. Карнковским от района Сандомира до района Жешува, стекали со склонов "Метакарпатского вала". Последний, как известно, выделяется польскими геологами на юго-восточном продолжении Свентокшиских гор.

Вдоль линии Пшемьсль-Жешув-Дембица-Тарнув-Бохня П. Карнковский намечает систему авандельтовых построек, дистальная часть которых скрыта под Стебникским надвигом. Южнее, в районе Кросно-Ясло отложения нижнего сармата представлены глинами наиболее глубокой части бассейна.

Интересен следующий факт. Зонам повышенной песчаности нижнего сармата, вдоль которых трассируются палеореки, отвечают аномально высокие мощности миоцена и зоны исчезновения отражений от гипсоангидритового горизонта. Это исчезновение П. Карнковский интерпретирует как результат эрозионного вреза аллювиальных толщ нижнего сармата в подстилающие отложения. Обращает на себя внимание низкая песчаность разреза нижнего сармата в районе северо-западного периклинального замыкания Круженичской впадины (между Любачувом и Ярославом). Эта зона обрамлена с юго-запада полосой повышенной песчаности, которая протягивается от Жешува до Пшемьсли, откуда уходит на территорию советской части Предкарпатского прогиба. П. Карнковский связывает здесь повышенную песчаность нижнего сармата с юго-восточным флангом зоны авандельтовых построек.

Вернемся к описанию палеорельефа и литофаций пласта НД-9.

Отчетливое углубление раннесарматского моря в сторону Стебникского надвига сводит на нет попытки некоторых исследователей связывать образование Ходновичско-Залужанских локальных поднятий с конседиментационным (в раннем сармате) шарьированием масс в северном направлении.



Несомненно однако и то, что Ходновичское крыло отмеченного выше амфитеатра связано с существованием крупного прямо отраженного в рельефе морского дна поднятия, сводовая часть которого, очевидно, располагалась к западу и юго-западу от Ходновичского поднятия.

Все перечисленные палеодолины второго порядка имеют эрозионно-тектоническое происхождение и заложены частично по разрывным нарушениям, частично по конседиментационным синклиналим зонам. Стебникский надвиг, вероятно, срезает Пынянскую и Залужанскую приподнятые зоны субмеридионального простирания.

Изменение мощности пласта песчаников НД-9 отражает закономерную пространственную связь максимальных значений мощностей с наиболее погруженной частью палеорельефа.

На этом фоне интересен локальный максимум в районе Залужанского поднятия, который мы связываем с волновой переработкой на мелководье дельтовых песчаников, переносимых линейными однонаправленными водными потоками (рис. 2).

При изучении песчано-алевритовых литофаций этого пласта на Залужанском месторождении нами впервые в Круженичской впадине обнаружена характерная для морских баров приуроченность максимальной песчаности к возвышенностям субаквального палеорельефа. Особенно отчетливо это явление прослеживается в районе юго-восточного блока месторождения.

На карте неоткорректированного палеорельефа единая палеовозвышенность разделяется седловиной в районе скв. 16. Скорректированная по песчаности разреза эта седловина смещается в район скв. 1, где локальный минимум (20%) разделяет юго-восточную часть возвышенности с локальным максимумом (30%) от более обширной северо-западной (50%).

В связи с этим более вероятно литологическое экранирование газовой залежи юго-восточного блока в пласте НД-9, нежели экранирование зоной разлома, которым некоторые исследователи отделяют юго-восточный блок (купол) поднятия от северо-западного.

Следует отметить, что анализ вышеуказанного литофациального профиля показывает, что лишь часть песчаных пропластков пласта НД-9 подчиняется баровому механизму распределения мощностей по отношению к элементам палеорельефа.

Рис. 1. Сарматские палеodelты Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба, по П. Карнковскому, с дополнениями авторов

1 - северная граница распространения морского миоцена; 2 - изопакиты отложений миоцена, м; 3 - литомниевые, серпуловые и детритовые известняки бадена-сармата; 4 - тектонические нарушения; 5 - зоны максимальной мощности аллювиально-дельтовых песчаников нижнего сармата; 6 - песчаные отложения фронта дельтовой постройки; 7 - направление сноса; 8 - граница Стебникского покрова; 9 - южная граница распространения пород бадена

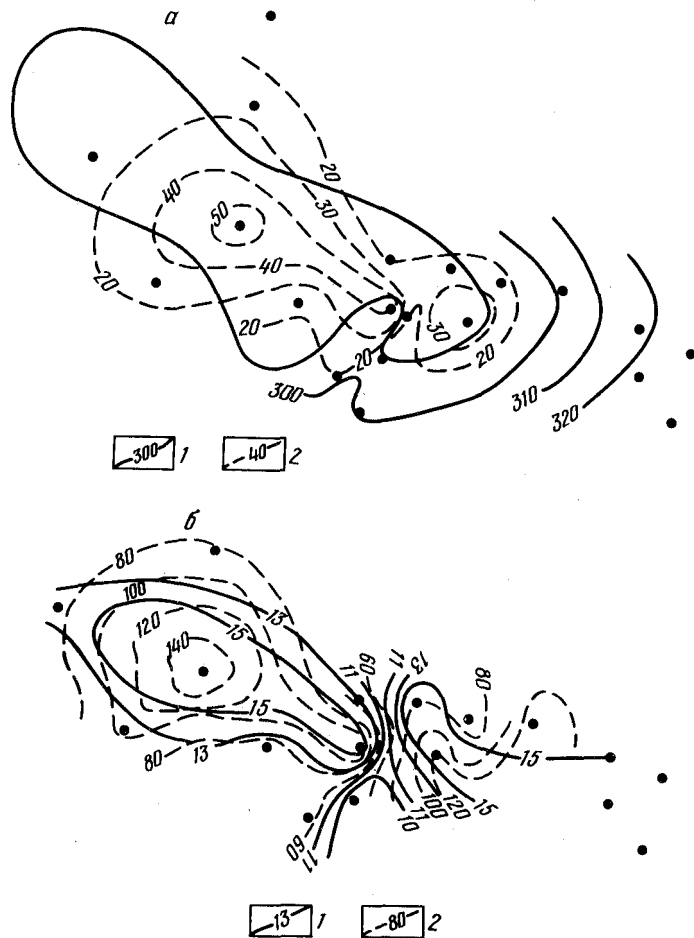


Рис. 2. Палеопостроения для продуктивного пласта НД-9 Залужанского месторождения

а - реконструкция палеорельефа: 1 - изогипсы неоткорректированного палеорельефа (изопахиты мощности ритмосерии, м), 2 - изогипсы палеорельефа, откорректированные по песчаности, м; б - распределение песчано-алевритовой литофации: 1 - изолинии количества песчаных пластов, 2 - изопахиты мощности песчаников, м

Наблюдаемое общее возрастание песчаности на юго-восток, в сторону Майнычской площади, расположенной в палеовпадине, свидетельствует о том, что здесь имеет место сочетание авандельтовой и баровой седиментационных моделей пластовых резервуаров.

Зона минимума песчаности (экран для юго-восточного купола) прослеживается от скв. 1 к скв. 2, что говорит о перспективности района, расположенного к югу и юго-юго-востоку от скв. 11.

Изучение пласта НД-9 на Залужанском поднятии показывает возможность встречи баровых песчаников с особым литологическим типом экранирования по восстанию регионального наклона в этом же стратиграфическом интервале на северо-западном продолжении Залужанской антиклинальной зоны.

Полученные сведения чрезвычайно важны для понимания закономерностей распределения мощности песчаных коллекторов различных горизонтов в современном структурном плане и, в этой связи, для составления прогнозных пластовых карт гранулярных коллекторов.

УДК 551.735.1:551.482.4/6(477.5)

С.Ю. Пекун, Я.Г. Лазарук

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПОЗДНЕВИЗЕЙСКОЙ АЛЛЮВИАЛЬНО-ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Н.И. Марковский [4] впервые высказал мнение о существовании на территории ДДВ в ранневизейское время Припятско-Днепровской палеореки. Вслед за ним, О.Д. Билык с соавторами [2] установили аллювиальный генезис верхневизейских песчано-алевритовых литофаций северо-западной части впадины, традиционно считавшихся морскими отложениями. Выполненные по известной методике [1] исследования, базирующиеся на сопоставлении данных структурно-палеогеоморфологического анализа и детальных литофациальных построений подтверждают выводы указанных авторов.

Реконструкция палеодренажной системы основана на интер- и экстраполяции изопахит песчано-алевритовых литофаций разновозрастных пластов [4,6] На рис. 1 (см. вкл.) дан пример такой реконструкции, из которой следует, что на время отложения песчано-алевритовых литофаций продуктивного горизонта В-17в северо-западная и центральная части ДДВ представляли собой изменчивую аллювиальную равнину. В наиболее пониженной ее части, подчиняясь региональному наклону, в юго-восточном направлении протекал консеквентный речной поток.

Вследствие большей тектонической активности северного борта палеовпадины этот поток был несколько смещен к северо-востоку. Характерно наличие множества левых и правых субсеквентных притоков более сложной конфигурации, что являлось следствием отражения в палеорельефе рассматриваемого времени конседиментационно растущих локальных поднятий. Наиболее активные из них - Софиевское, Ярошевское, Артюховское, имеющие северо-западное простирание, - подпруживали субсеквентные потоки и являлись причиной возникновения обсеквентных (параллельных консеквентному)

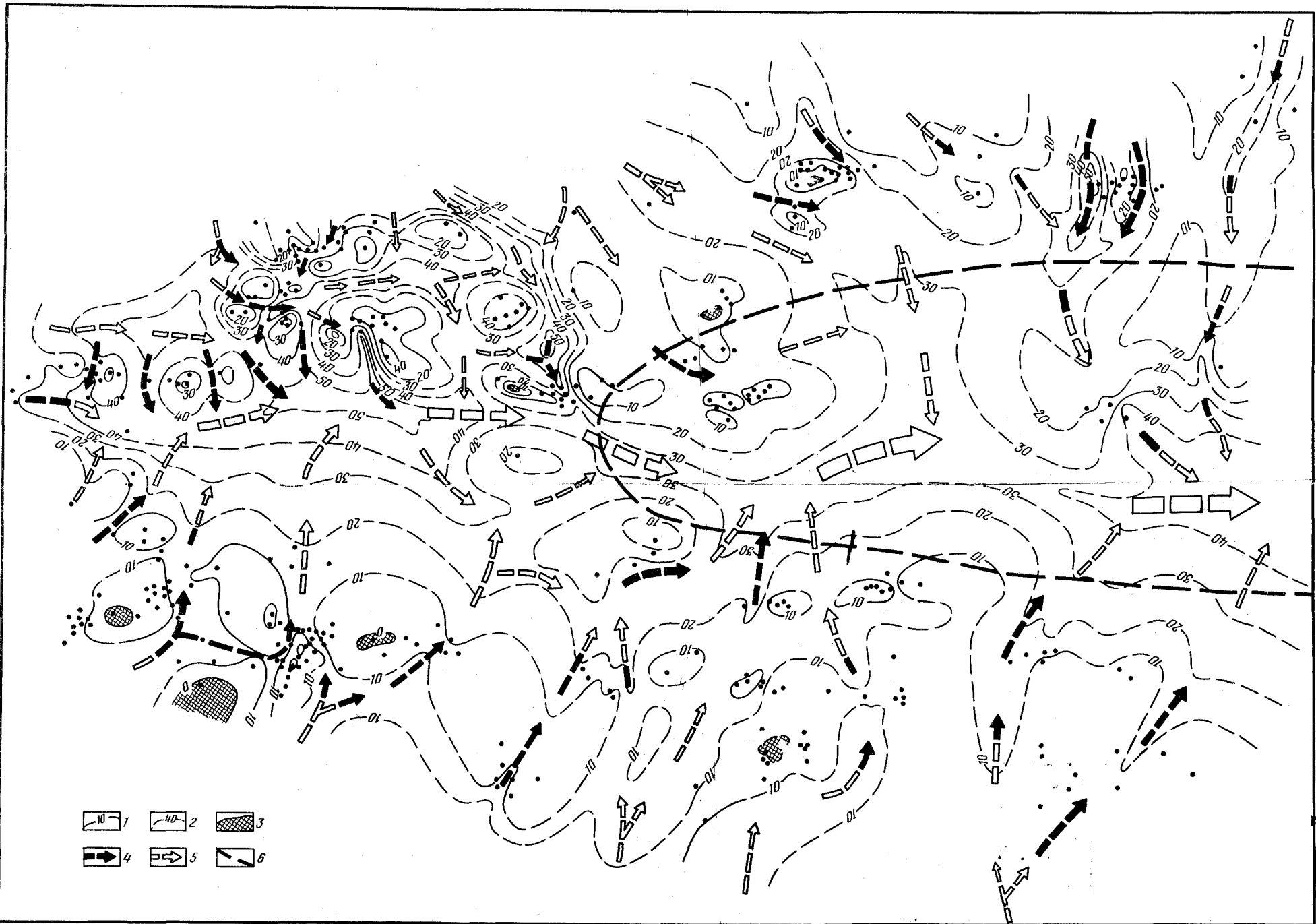


Рис. 1. Реконструкция аллювиально-дельтовой палеодренажной системы на время отложения верхневизейского горизонта В-17в

1 - изопакиты песчано-алевритовых литофаций на разбуренных структурах, м; 2 - то же, на неразбуренных структурах; 3 - зоны замещения песчано-алевритовых пород непроницаемыми глинистыми отложениями; 4 - интерпретация палеодренажных систем на разбуренных структурах; 5 - то же, на неразбуренной территории; 6 - граница области дельтовой постройки

речных артерий, что определило ортогональный план палеодренажной системы.

Из-за более высокой палеотектонической активности палеорельеф северного борта впадины больше расчленен, чем на южном борту. Это отразилось в значительной вариации мощностей песчано-алевритовых пород, заполнивших впоследствии наиболее пониженные участки палеорельефа северной прибортовой зоны. Так, градиент мощностей указанных литофаций в пределах Артюховской, Погаршинской, Роменской, Рыбальской структур достигает 40 м/км, а в пределах наиболее активно развивавшихся (Прилукской, Журавковской, Богдановской) брахиантиклиналей южного борта не превышает 15 м/км. В приосевой части впадины, характеризующейся низкой палеотектонической активностью, мощности песчано-алевритовых пластов довольно выдержаны. Не исключено, однако, что на время отложения горизонта В-17в здесь развивались многочисленные малоамплитудные конседиментационные поднятия, претерпевшие столь же сложную историю развития, как и структуры бортов впадины; однако слабая изученность приосевой части впадины не позволяет выделить их в настоящее время. Картина распределения мощностей песчано-алевритовых литофаций в указанной части впадины является усредненной, т.е. она получена посредством экстраполяции данных изучения мощностей в пределах разбуренных площадей. Обращает на себя внимание линзообразный характер залегания песчано-алевритовых литофаций (севернее Ярошевской, Артюховской, Погаршинской, Журавковской Богдановской площадей), что характерно для аллювиально-дельтовых отложений. Вследствие большей расчлененности палеорельефа в пределах северного борта впадины густота палеоречной сети составляла 0,22 км/км², в то время как на территории южного борта она не превышала 0,011 км/км². Полученные данные могут быть использованы для уточнения рисунка палеодренажной сети на неизученных бурением участках бортов впадины.

Резкая смена степени дифференциации мощностей песчано-алевритовых литофаций наблюдается в приосевой части впадины юго-восточнее Погаршинского поднятия. Сглаженность палеорельефа возрастает в юго-восточном направлении (Солоховская, Опошнянская площади), что, по-видимому, свидетельствует о приближении береговой линии бассейна. На наличие здесь поздневизейской дельтовой постройки указывает резкое (в 2-3 раза) увеличение мощностей отложений этого возраста на участке между Погаршинской и Солоховской структурами (рис. 2). В пользу этого говорят также сильное разлинзование верхневизейских песчаников, появление в них АВПД, обилие гравитационных тектонических дислокаций. На профиле отмечается тенденция к смещению зоны максимального прогибания в юго-восточном направлении. Так, если максимальная мощность песчано-алевритовых литофаций продуктивного горизонта В-20 отмечается в районе скв. 8 Харьковцевской, то по продуктивным горизонтам В-16и и В-16в она уже смещена к юго-востоку, а по горизонту В-14 - фиксируется в районе скв. 52 Солоховской. Это связано с проградированием дельтовой постройки в юго-восточном

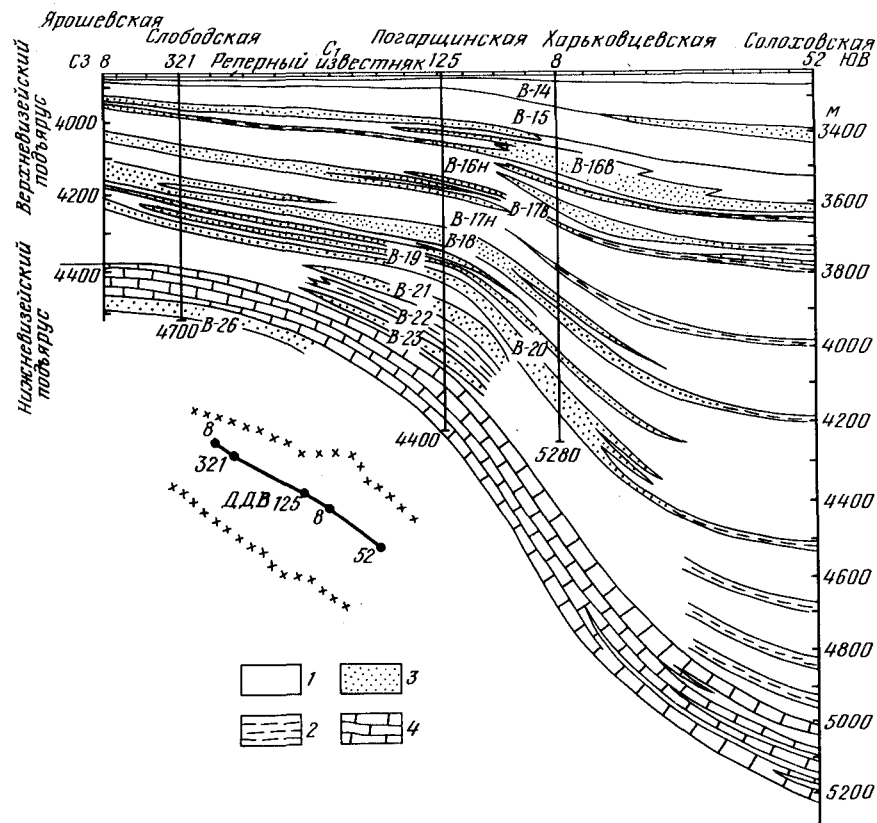


Рис. 2. Палеогеоморфологический профиль верхневизейских отложений ДДВ по линии Ярошевка-Солоха

1 - аргиллиты; 2 - алевриты; 3 - песчаники; 4 - известняки

направлении, что хорошо согласуется с выводами Ю.А. Жемчужникова с соавторами [5], установивших среднекаменноугольную дельтовую постройку вдольосевой Припятско-Днепровской реки в районе Большого Донбасса.

Выявленная закономерность позволяет прогнозировать зоны развития максимальных мощностей песчано-алевритовых литофаций аллювиально-дельтового генезиса в глубоко залегающих горизонтах нижнего карбона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабагдагы В.А., Джумагулов А.Д., Шебалдина М.Г., Якович С.В. Использование ритмичности осадконакопления при поисках нефти и газа. - В кн.: Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск, 1975.

2. Билык О.Д., Кельбас Б.И., Поляк Р.Я. и др. О палеореке поздневи-
знейского времени на территории Днепровско-Донецкой впадины. – Докл.
АН СССР, 1978, т. 238, № 3.
3. Лазарук Я.Г. К проблеме поисков неантиклинальных залежей углеводо-
родов в нижнекаменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впади-
ны. – Нефтегаз. геол. и геофиз., 1979, вып. 5.
4. Марковский Н.И. Роль палеорек в формировании нефтегазоносных толщ
(на примере нижнего карбона Русской платформы). – Изв. АН СССР.
Сер. геол., 1965, № 2.
5. Строение и условия осадконакопления основных угленосных свит и уголь-
ных пластов среднего карбона Днепровского бассейна. М.: Изд-во АН
СССР, 1959. Ч. 1; 1961. Ч. 2.
6. Andresen M.J. Paleodrainage patterns; their mapping from subsurface data,
and their paleogeographic value. – Amer. Assoc., Petrol. Geol. Bull., 1962,
vol. 46, N 3.

УДК [553.98.2.061.15:553.98.041]:551.781(477.75)

**Б.М. Полухтович, А.Д. Самарский,
И.В. Попадюк, В.И. Хныкин**

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ВЕРОЯТНАЯ МОДЕЛЬ НИЖНЕМАЙКОПСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ НА КЕРЧЕНСКОМ ПОЛУОСТРОВЕ

В основании майкопской серии Керченского полуострова и смеж-
ных районов широко развиты терригенные коллекторы, к которым
приурочены промышленные скопления углеводородов (Фонтановская
и Горностаевская площади) [1, 2, 5]. Впервые мощная пачка пес-
чано-алевролитовых пород, преимущественно косослоистых грубозер-
нистых песчаников, была установлена в зоне выходов майкопских
отложений на дневную поверхность в южной части полуострова в
районе Дюрменской складки и описана еще А.Д. Архангельским,
В.В. Меннером и др. [1] как дюрменский горизонт, или дюрменские
слои. В последние годы глубоким бурением определено значитель-
ное площадное развитие дюрменских слоев на Керченском полу-
острове.

Они вскрыты скважинами как в пределах приподнятых струк-
турных элементов (Фонтановская и Горностаевская площади), так
и в районах, испытавших значительное погружение в майкопское и
послемайкопское время (Булганакская и Кореньковская структуры).

Закономерности регионального распространения нижнемайкопской
песчано-алевролитовой пачки во многом остаются невыясненными.
Тем не менее можно утверждать, что ее мощность (в том числе
и суммарная мощность песчано-алевролитовых прослоев) увеличивается
к юго-востоку и северо-востоку полуострова (рисунок, см. вкл.).

В целом майкопская серия широко развита и представлена
преимущественно глинистыми породами, которые служат региональ-

ной покрывкой. Самая нижняя часть толщи – планорбелловый гори-
зонт, мощность которого 100–200 м в районе Феодосии и 850–
900 м на Владиславовской и Булганакской площадях, сложен в верх-
ней части в основном темно-серыми линзовидно-слоистыми неравно-
мерно алевритистыми глинами, внизу переслаивающимися с прослоя-
ми песчаников и алевролитов, реже гравелитов и мелкогалечных кон-
гломератов. Эта нижняя часть разреза, известная на Керченском
полуострове как дюрменские слои, представляет базальный комп-
лекс майкопской серии. Его мощности обычно 50–100 м, макси-
мальных значений порядка 150–500 м достигают в скв. 1 Корень-
ковской, 3 Горностаевской, 1 Булганакской. Суммарные мощности
песчано-алевролитовых прослоев соответственно 187, 88 и 35 м;
на остальной территории около 25–50 м. Мощность отдельных плас-
тов песчаников и алевролитов обычно не превышает 2–3, редко –
до 5–6 м.

Породы-коллекторы нижнего майкопа представлены серыми мел-
ко- и среднезернистыми слабослоистыми и известковистыми пес-
чаниками и алевролитами и относятся к поровому типу. По составу
это полевошпат-кварцевые с глауконитом породы, с хорошо отсор-
тированным обломочным материалом, составляющим 75–85% объе-
ма породы. Терригенный материал представлен кварцем (70–80%),
полевыми шпатами, глауконитом и сцементирован глинистым (гид-
рослоистым) контактово-поровым и реже кварцевым регенерацион-
ным цементом. Плотность пород 2,35–2,45 г/см³; открытая меж-
зерновая пористость 4,6–17,19%; проницаемость 0,1–16,9 мД;
глинистая компонента 3,5–17,3%. Особенно высокие коллекторские
свойства имеют слабо сцементированные песчаники и алевролиты.
Их открытая пористость 19%, а проницаемость 269 мД. Таким об-
разом, описываемые коллекторы относятся к классам IV–VI.

Базальный комплекс майкопской серии распространен преимуще-
ственно на периклиналях и крыльях локальных поднятий и, очевидно,
в синклинальных перегибах между ними. Наиболее четко это видно
на поперечном профиле через Фонтановскую складку, где мощность
пачки увеличивается к югу от 0 на своде до 130 м в смежной
синклинали. Сокращение мощности к своду отмечается и на попе-
речных профилях через Булганакскую и Кореньковскую структуры.
Сходная картина наблюдается и по простиранию, что видно на про-
дольном профиле через Фонтановскую и Горностаевскую анти-
клинали.

Нередко базальный комплекс отсечен от сводовой части подня-
тий разрывными нарушениями, которые играли существенную роль
в формировании коллекторов и последующем образовании в них за-
лежей углеводородов. Разрывные нарушения весьма разнообразны –
продольные, поперечные, диагональные, с конседиментационным и
постседиментационным характером развития. На Фонтановской склад-
ке, имеющей субширотное простирание, в сводовой части отсутству-
ют песчано-алевролитовые разности. Их развитие установлено на
южном крыле и восточной периклинали структуры. Последняя отде-
лена от присводовой части крупным поперечным разломом (сбро-

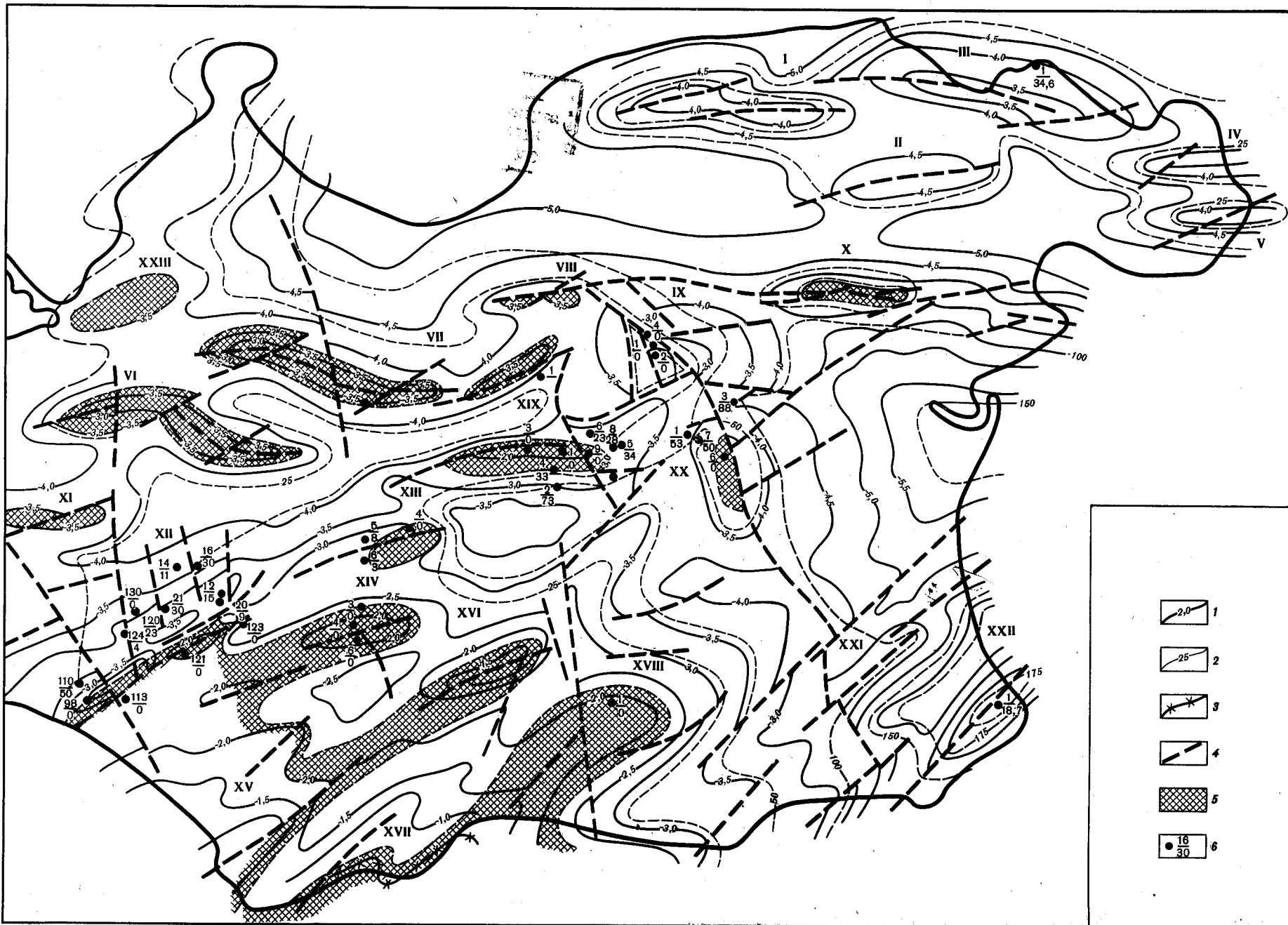


Схема распространения песчано-алевритового материала в нижнемаикопских отложениях Керченского полуострова (с использованием материалов [2, 5] и др.)

1 - изогипсы подошвы майкопа, м; 2 - изопахиты песчано-алевритовых пластов в нижнем майкопе, м; 3 - линия выклинивания майкопских отложений; 4 - тектонические нарушения; 5 - область отсутствия песчано-алевритового материала; 6 - пробуренные скважины; в числителе номер скважины, в знаменателе - суммарная мощность песчано-алевритовых пластов, м. Локальные поднятия: I - Карларское, II - Малобабчикское, III - Булганакское, IV - Борзовское, V - Глазовское, VI - Королевское, VII - Слюсаревское, VIII - Новониколаевское, IX - Алексеевское, X - Октябрьское, XI - Андреевское, XII - Мошкаревское, Куйбышевское, XIII - Селезневское, XIV - Вулкановское, XV - Южно-Белобродское, XVI - Краснопольское, XVII - Дюрменское, XVIII - Марьевское, XIX - Фонтановское, XX - Горностаевское, XXI - Пограничное, XXII - Кореньковское, XXIII - Краснокутское

сом) с амплитудой смещения более 300 м по подошве майкопской серии (см. рисунок).

Имеются **векские** основания предполагать такой же характер развития и взаимосвязи с разрывными нарушениями песчано-алевролитового материала на западной периклинали Алексеевской складки, которая крупным Горностаевским разломом с амплитудой смещения более 300 м отделена от свода, где установлено отсутствие базальных слоев.

Создается впечатление, что приведенные особенности характерны для большинства антиклиналей Керченского полуострова. Подтверждением этому может также служить распределение песчано-алевролитового материала на Мошкаревской, Селезневской, Вулкановской площадях.

Песчано-алевролитовые тела в основании майкопа имеют, вероятно, двоякую природу. Накопление основной массы обломочного материала в конседиментационных синклиналях, отраженных в понижениях субаквального рельефа, обусловлено преимущественно механизмом линейного осадочного потока. Об этом свидетельствует приуроченность повышенных мощностей песчано-алевролитовых пластов к синклинальным перегибам между складками. Основными региональными источниками сноса являлись Горный Крым и ныне перекрытое морем его восточное продолжение в районе Феодосийского залива вплоть до Правдинского разлома [2]. Не исключено, что для северных районов, как на это указывает разрез Булганакской скважины, существенную роль играли палеосуши в районах Украинского кристаллического массива и Среднеазовского поднятия. В распределении обломочного материала в пониженных участках рельефа морского дна раннемайкопского бассейна, по-видимому, важное значение имели морские течения, установленные и детально изученные в Предкавказской части региона [3, 4], либо распределительные каналы авандельта.

Характер базальных слоев майкопа и верхней части подстилающего эоцена свидетельствует также и о воздействии волновых факторов (волновой механизм) в пределах антиклинальных складок. В присводовых частях поднятий наблюдаются размыв (рецессия) верхов верхнего эоцена и сокращение мощностей низов нижнего майкопа (см. рисунок). Здесь нередко встречается галька перемытых верхнеэоценовых мергелей. Вероятно, вследствие позднеэоценовых – раннемайкопских движений свода антиклиналей были выведены в зону действия волновой эрозии, в результате чего песчано-глинистый материал удалялся со сводов. Однако волновой энергии не хватило для удаления гальки. Одновременно взвешенный материал (смытый со свода) отлагался на крыльях и периклиналях этих структур, где отметки дна превышали критические глубины воздействия волн. Здесь формировались линзовидные песчано-алевролитовые тела. Локализация последних нередко обуславливалась конседиментационными разрывными нарушениями.

Приведенные данные позволяют полагать, что скопления углеводородов приурочены к литологически и тектонически экранированным

ловушкам. Залежи в ловушках такого типа установлены и в майкопских отложениях предкавказской части Индоло-Кубанского прогиба [3, 4]. Таким образом, одной из первоочередных задач на территории Керченского полуострова являются поиски скоплений газа и конденсата в песчано-алевролитовых телах, связанных с нижнемайкопскими отложениями и расположенных вдоль зон **выклинивания на крыльях и периклиналях локальных структур.**

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. 8. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969.
2. Палий А.М., Палинский Р.В., Плахотный Л.Г. и др. Литолого-фациальные особенности и перспективы нефтегазоносности нижнеолигоценых отложений в пределах акваторий Азовского моря и Керченско-Таманской области. – Геол. журн., 1978, т. 38, вып. 4.
3. Пекло В.П., Коротков Б.С. О происхождении и распространении майкопских песков Западно-Кубанского прогиба и перспективах их нефтегазоносности. Л.: Недра, 1964 (Тр. КФ ВНИИ; Вып. 13).
4. Пекло В.П., Шахунова З.З. Нефтегазоносность майкопских отложений Западно-Кубанского прогиба. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Краснодарского края. М.: Недра, 1973.
5. Плахотный Л.Г., Григорьева В.А., Гайдук И.С. и др. Особенности распространения песчано-алевролитовых пачек в майкопских отложениях на юге Украины. – Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 4.

УДК 551.8.022.4:551.781(477.8)

А.С. Пилипчук, М.А. Вуль

ПАЛЕОЦЕН-ЭОЦЕНОВЫЙ ФЛИШ СЕВЕРНОГО СКЛОНА УКРАИНСКИХ КАРПАТ- ОТЛОЖЕНИЯ ДРЕВНИХ МОРСКИХ ГЛУБОКОВОДНЫХ КОНУСОВ ВЫНОСА.

В палеоцен-эоценовое время осадочный материал во внешнекарпатский флишевый бассейн поступал из двух основных источников сноса, отличавшихся по своему характеру (площадь, рельеф, состав): внешнего – платформенного и внутреннего – геосинклинального. Это привело к довольно четкому обособлению областей различных по вещественному составу отложений – северо-восточной и юго-западной. [2].

Рассматриваемый в статье район охватывает большую часть северо-восточной области – Бориславско-Покутскую и Скибовую зоны. Палеоцен-эоценовые отложения этого района, составляющие единый в историко-геологическом смысле комплекс, представлены преимущественно зеленовато-серым, иногда пестроцветным терригенным разноритмичным двухкомпонентным (песчано-аргиллитовым и алевро-

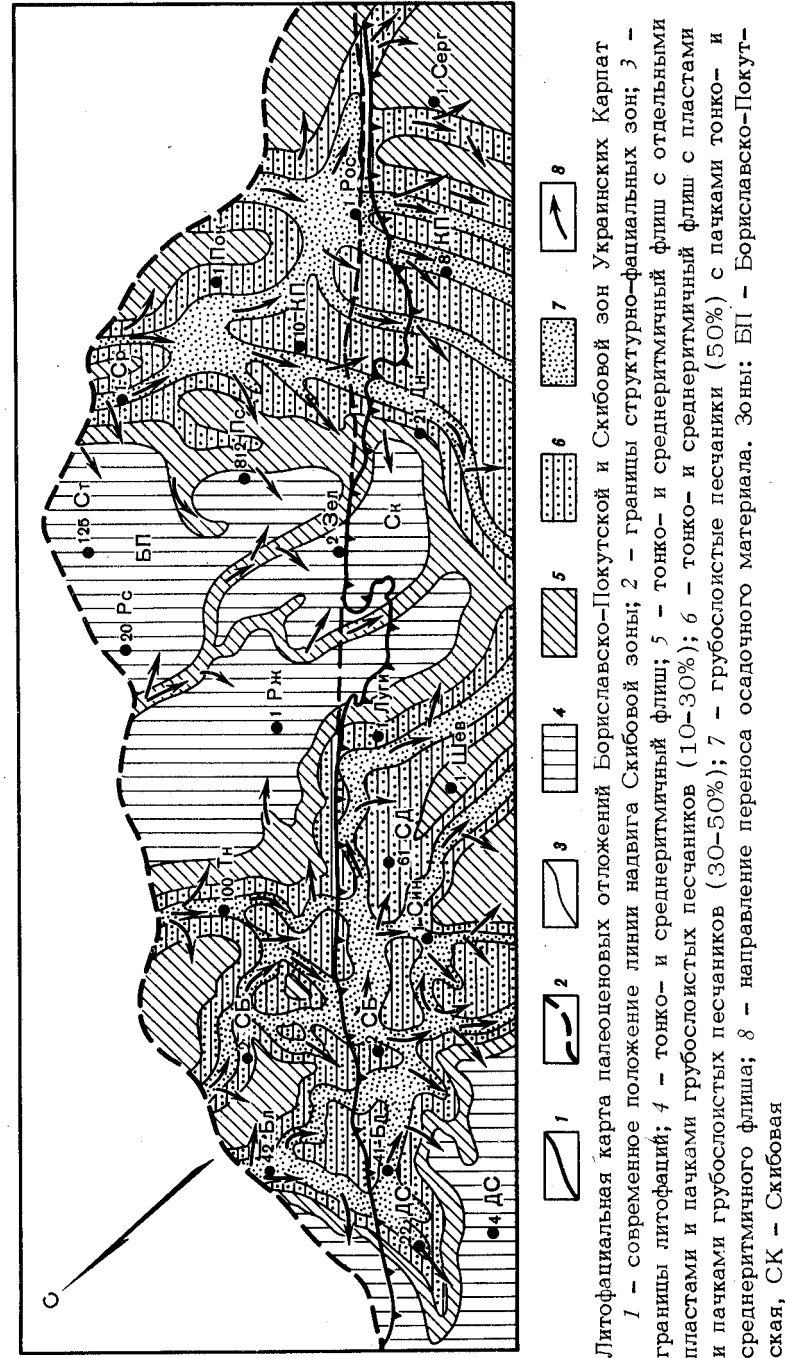
ролито-аргиллитовым) флишем с пластами и пачками грубо- и массивнослоистых песчаников (мощность пластов более 1 м) и, значительно реже, грубообломочных пород (гравеллитов и конгломератов); кроме того, местами встречаются пачки карбонатно-терригенного флиша, а также толщи с отсутствием ритмичного строения (попельская свита) или с неясно выраженной ритмичностью (буковинские слои). Более подробное описание литофациальных различий приводилось нами ранее [3]. Хотелось бы только добавить, что все выделяемые в отложениях этого района литофации находятся в сложной перемежаемости как по разрезу, так и по площади. Мощности палеоцен-эоценовых отложений 100-1000 м, иногда больше.

Выявление закономерностей распределения литофаций описываемых отложений и обстановки их накопления сталкивается с трудностями, обусловленными сложным покровно-складчатым строением района. Поэтому на первом этапе необходимо было снять влияние надвиговой тектоники, т.е. создать палинспастическую основу. Накопившиеся к настоящему времени данные глубокого бурения, геофизических исследований и геологических съемок позволили построить 80 поперечных к простиранию Карпат детальных геологических профилей, которые и были использованы для создания палинспастической основы литофациальных карт. Палинспастические построения производились путем "распряжения" складок с учетом амплитуд надвигания покровов, складок и чешуй. Складки "развертывались" по подошве повсеместно развитого в основании олигоцена кремневого горизонта.

Особый интерес при изучении палеоцен-эоценовых отложений вызывает распределение по площади и разрезу грубо- и массивнослоистых песчаников, что объясняется двумя причинами: во-первых, они являются основными коллекторами углеводородов в Карпатском нефтегазоносном регионе; во-вторых, такие пласты наиболее пригодны для изучения путей распространения песчаного материала во флишевых бассейнах [7, 8, 17, 19].

Грубо- и массивнослоистые песчаники распределяются как по площади, так и по разрезу весьма неравномерно. Имеются участки, где они вообще отсутствуют или встречаются спорадически; местами же они доминируют в разрезе. Мощность пластов обычно 1-3 м, но иногда достигает 10-20 м; в пачках отдельные пласты разделены либо тонкими прослоями аргиллитов, либо небольшой мощности пакетами тонкоритмичного флиша, иногда наблюдаются "амальгамированные" [23] пласты, состоящие из нескольких слившихся песчаных слоев. Встречаются пласты с градационной слоистостью и неградуированные. Пласты характеризуются набором текстур, выделенных А. Еума [6], хотя обычно встречается набор неполный, с выпадением одного, двух, а то и трех интервалов. На нижних поверхностях пластов обычно наблюдаются различные иероглифы.

Для установления закономерностей распространения грубослоистых песчаников на созданной палинспастической основе были построены четыре литофациальные карты (по палеоцену, нижнему,



Литофациальная карта палеоценовых отложений Бориславско-Покутской и Скибовой зон Украинских Карпат
 1 - современное положение линии надвига Скибовой зоны; 2 - границы структурно-фациальных зон; 3 - границы литофаций; 4 - тонко- и среднеритмичный флиш; 5 - тонко- и среднеритмичный флиш с отдельными пластами и пачками грубослоистых песчаников (10-30%); 6 - тонко- и среднеритмичный флиш с пластами и пачками грубослоистых песчаников (30-50%); 7 - грубослоистые песчаники (50%) с пачками тонко- и среднеритмичного флиша; 8 - направление переноса осадочного материала. Зоны: БП - Бориславско-Покутская, СК - Скибовая

среднему и верхнему эоцену), из которых одна, как наиболее показательная, здесь приводится. При построении карт использовались два параметра: мощность определенного стратиграфического горизонта в данной точке и суммарная мощность грубослоистых песчаников в этом разрезе; всего использовалось более 300 точек (глубокие скважины) для каждой из карт. При этом были выделены четыре типа литофаций, различающихся содержанием в разрезе грубослоистых песчаников. Как видно из рисунка, литофации со значительным содержанием грубослоистых песчаников развиты в виде рукавообразных тел, причем эти рукава меандрируют, сужаются и расширяются, разветвляются и сливаются, но при всем этом общее направление их поперек простирания структурно-фациальных зон.

Столь необычное распределение литофаций в бассейне накопления типично морских флишевых отложений обусловлено, по-видимому, спецификой механизма и обстановки седиментации.

В настоящее время наиболее аргументированной гипотезой флишеобразования является гипотеза турбидных (мутевых, суспензионных) потоков, впервые четко сформулированная Ф. Кюненом и К. Мильйорини [14] и впоследствии значительно усовершенствованная по результатам экспериментальных и полевых исследований [16, 22]. При этом оказалось, что турбидные потоки являются лишь одним из многих видов плотностных гравитационных потоков, переносящих осадочный материал с шельфа в более глубоководные области и отличающихся своим режимом и особенностями, обусловленными по Р. Фишеру [10], тремя основными факторами: размером зерен твердого стока потока; соотношением материала различной размерности в составе твердого стока; концентрацией твердых частиц в потоке.

Грубослоистые песчаники, будучи неотъемлемым компонентом многих флишевых толщ, характеризуются особенностями, свидетельствующими об отложении их какими-то плотностными потоками или течениями. Не вдаваясь в подробности дискуссии о типах потоков, отлагавших грубослоистые песчаники [7, 9, 16, 17, 18], необходимо отметить, что нередко во флишевых толщах различных регионов наблюдаются постепенные переходы по латерали от этих песчаников к нормальному ритмичному флишу; это свидетельствует об отложении и песчаников, и флиша из одного потока. Ранее [9, 17, 21] предполагалось, что грубослоистые песчаники – проксимальные осадки, т.е. наиболее приближенные к берегу, а вернее, к месту зарождения плотностных потоков в отличие от дистальных (тонкоритмичных, преимущественно глинистый флиш). Однако при дальнейшем изучении этого вопроса [7, 8, 11, 13, 15, 19, 21] была обнаружена как латеральная, так и вертикальная сложная перемежаемость проксимальных и дистальных литофаций и оказалось, что критерии проксимальности и дистальности мультивариативны и обусловлены многими причинами.

Многочисленные исследования (сейсмопрофилирование, глубоководное бурение, отбор различного вида проб донных осадков и т.д.) современных турбидитовых бассейнов [11, 12, 19–21], не без ос-

нования считающихся аналогами древних флишевых, показали, что многие турбидитовые толщи накапливаются в глубоководных конусах выноса (deep-sea fan) подводных морских каньонов у подножья континентального склона либо в бассейнах континентального бордерленда.

Детальное изучение современных морских глубоководных конусов выноса [11, 20, 21] позволило выделить в них три морфологические части: верхнюю (upper fan), среднюю (middle fan или supragan) и нижнюю (lower fan). Верхняя часть характеризуется наличием долины конуса выноса (fan valley), являющейся прямым продолжением подводного каньона; средняя – сетью сложно переплетенных каналов (fan channels); нижняя – плоской поверхностью и очень пологим уклоном. Уклон дна от верхней части конуса к нижней уменьшается. И долины, и каналы являются эрозионно-аккумулятивными формами подводного рельефа и ограничены с боков намывными валами. Долины конуса выноса бывают прямые, извилистые и с меандрами; в некоторых случаях они могут пересекать и среднюю часть, а иногда – и весь конус. Каналы средней части конуса выноса во время его роста меандрируют и перемещаются по латерали; вся средняя часть в целом также может перемещаться вверх и вниз по конусу, а в некоторых случаях она вообще отсутствует. Нижняя часть конуса является типично аккумулятивной, и ее отложения обычно более мелкозернисты, нежели верхней и средней частей; она иногда может и отсутствовать, особенно, когда конус выноса по простиранию ограничен морфологическим барьером или противоположным склоном. Причины такого поведения морфологических составляющих глубоководных конусов выноса самые различные: трансгрессии и регрессии моря, тектонические подвижки дна под конусом, континентальным склоном и шельфом, характер и размеры шельфа, количество и размерность материала, поставляемого в конус выноса, и т.д. Конусы выноса могут простираться как перпендикулярно, так и параллельно континентальному склону, в зависимости от основного склона дна подножья склона. Размеры конусов колеблются в широких пределах [20]; то же можно сказать и о каньонах, долинах и каналах.

Наиболее вероятная модель осадконакопления в глубоководных конусах выноса выглядит следующим образом: осадочный материал перехватывается на шельфе в зоне литорального дрефта головной частью подводного морского каньона и в виде плотностного потока стекает вниз по каньону, затем по долине конуса выноса и по каналам. Уменьшение скорости потоков, вызванное уменьшением уклона дна, приводит к выпадению осадочного материала. Осаждение твердого стока плотностных потоков происходит в каньоне, в долине конуса выноса, на ее прирусловых валах, в каналах конуса, на их прирусловых валах, на межканальных участках и в нижней части конуса. Межканальные участки средней части конуса и внедолинные участки верхней заполняются из каналов и долины конуса материалом потоков, возникающих при выплескивании основных потоков через борта каналов и долины. Нижняя часть конуса выноса запол-

няется материалом хвостовых частей основных потоков. Каждый конус выноса содержит, естественно, и осадки нормальной пелагической седиментации.

Плотностные потоки не только отлагают осадочный материал, но и эродируют дно бассейна седиментации, иногда вплоть до кристаллических пород фундамента, особенно в каньонах или на перемычках между бассейнами. По мнению Р. Уокера [22], баланс между эрозией и осадением в каналах конусов выноса определяется соотношением потоков активно эродирующих дно, не эродирующих и не отлагающих осадочный материал и отлагающих осадки.

Одна из важнейших особенностей плотностных потоков — их способность переносить осадочный материал различной размерности (вплоть до крупных валунов) на значительные расстояния. Длина пути переноса зависит от многих причин, основные из которых — плотность потока, его скорость, уклон дна и наличие проводящего канала.

При изучении распределения по площади литофациальных типов отложений современных морских глубоководных конусов выноса [11, 12, 19–21] оказалось, что грубослоистые пески характерны только для долин и каналов конусов выноса и особенно развиты в средних (канальных) их частях. Внедолинные участки верхних частей конусов, межканальные участки средних и периферические части заполнены ритмичными более тонкослоистыми и тонкозернистыми отложениями.

Таким образом, распределение литофаций во многих современных турбидитовых бассейнах контролируется обстановкой осадконакопления (в глубоководных конусах выноса подводных морских каньонов) и механизмом седиментации (различного вида плотностные потоки).

Детальные исследования [7, 8, 13, 15–17, 19] показали, что многие флишевые толщи различных регионов накапливались в древних морских глубоководных конусах выноса, имевших такие же морфологические особенности, как и современные, а основным механизмом седиментации в древних флишевых бассейнах было действие плотностных потоков различных видов.

Грубослоистые песчаники древних глубоководных конусов выноса (как и грубослоистые пески в современных конусах) отлагались в их долинах и особенно в каналах, что определило и специфические формы их залегания: шнуровидную и рукавообразную, линзовидную и в поперечном к простиранию сечении. Именно такие формы характерны и для песчаных литофаций палеоцен–эоценового флиша изучаемого района. В сочетании с другими особенностями строения флишевой толщи это позволяет предполагать, что исследуемые отложения накапливались в древних глубоководных конусах выноса морских каньонов, прорезавших северо–восточный склон флишевого бассейна. Судя по рисунку, в палеоцене и эоцене существовали, по крайней мере, два таких основных конуса выноса, простиравшихся почти перпендикулярно простиранию бассейна: северо–западный и юго–восточный. Во времени (от палеоцена к позднему эоцену) наблюдаются

латеральная миграция канальных систем конусов и изменение песчанности их отложений. Наиболее песчанистыми являются палеоценовые, а наименее — верхнеэоценовые, что вызвано, по-видимому, изменением количества поступавшего на шельф, а затем и в головы каньонов песчаного материала (сравнительно с количеством более мелкозернистого). Кроме того, при формировании каждого из конусов отмечались перманентные колебания песчанности слагающих их отложений; это явление можно объяснить тем, что каждый из каньонов, питавших конуса выноса, менял свою активность независимо от другого, что обуславливалось различной способностью каньонов перехватывать песчаный материал в зоне литерального дрефта.

В изучаемых отложениях выделяются литофации каналов (грубослоистые песчаники), а также межканальных пространств и периферических частей конусов (тонко- и среднеритмичный флиш). Грубослоистые песчаники накапливались только в каналах конусов выноса, но в связи с латеральной миграцией каналов и канальных систем во времени картина их распределения в разрезе и по площади усложнялась. Ритмичные, более тонкослоистые литофации могли отлагаться в различных местах конусов выноса, в том числе и в каналах, при условии, что первоначальный поток был определенного вида (например, турбидный со свойственными ему характеристиками). Это обстоятельство еще более усложняло картину распределения литофаций.

Способность плотностных потоков переносить осадочный материал различной размерности на значительные, иногда весьма большие расстояния транзитом, также оказала влияние на формирование исследуемых отложений. Как примеры можно привести особенности распространения грубообломочных пород палеоцена–эоцена и распределение литофаций верхнего эоцена.

Правелиты и мелкогалечниковые конгломераты встречаются спорадически по всему разрезу палеоцена и эоцена в виде отдельных пластов и пачек небольшой мощности. Распределение их по площади в пределах какого–либо стратиграфического интервала случайное, без определенной закономерности. При этом они встречаются не только в Бориславско–Покутской, но и в Скибовой зоне, т.е. отложение их происходило и в относительной близости к краю флишевого бассейна и на значительном удалении от него (многие десятки километров). Преобладание рифейских филлитов Сандомирско–Добруджинского сооружения в обломочной части псефитов свидетельствует с северо–восточном положении источника сноса.

Образование этих отложений пытались объяснить [1, 4] мелководностью бассейна осадконакопления и близостью источника сноса; однако их распространение по площади, состав и положение в разрезе противоречат этому. Более правдоподобно объяснять бессистемную встречаемость грубообломочных пород спорадическим отложением псефитового материала отдельными плотностными потоками. Исследования современных конусов выноса подводных морских каньонов свидетельствуют о том, что грубообломочный материал может

переноситься плотностными потоками и отлагаться в самых различных местах: как в непосредственной близости к устьям каньонов, так и в десятках и даже сотнях километров от них. Одним из ярких примеров могут служить осадки внешней части долины конуса выноса каньона Монтерей, расположенного у калифорнийского побережья США [5].

Распределение литофаций верхнеэоценовых отложений Бориславско-Покутской и Скибовой зон отличается одной особенностью: в то время как на большей части территории это преимущественно тонкоритмичный глинистый флиш, на юго-западе Скибовой зоны в центральном пересечении (разрезы верхний р. Тересвы) верхний эоцен представлен в основном грубо- и массивнослоистыми песчаниками, состав обломочного материала которых свидетельствует о северо-восточном его происхождении, т.е. источник сноса был тот же, что и для остальной части Скибовой и всей Бориславско-Покутской зон. Таким образом, оказывается, что область распространения песчаных отложений отделена от края флишевого бассейна широкой полосой развития преимущественно глинистых толщ.

Подобное явление рассмотрел и дал ему довольно убедительное объяснение У. Нормарк [20]. Вслед за ним, можно предположить, что во время позднеэоценовой трансгрессии произошло интенсивное врезание систем каньон-долина конуса выноса, и в результате последние пересекли значительную часть конусов; теперь песчаный материал, переносимый плотностными потоками, транзитом проходил почти весь конус и отлагался лишь на юго-западном его конце в приосевой части внешнекарпатского флишевого бассейна.

Модель флишевого осадконакопления в древних морских глубоководных конусах выноса, включающая и обстановку, и механизм седиментации, позволяет говорить о том, что сложное сочетание литофаций палеоэоценовых отложений района по латерали и разрезу обусловлено многими факторами. Основные из них: изменение количества и размерности осадочного материала, поступавшего в головные части каньонов; латеральная миграция долин и каналов конусов выноса и перемещения средних частей конусов; действие плотностных гравитационных потоков различных видов и изменение их способности к транзитному переносу осадочного материала.

Выявленные закономерности распределения литофаций дают возможность прогнозировать наличие пород-коллекторов (грубослоистых песчаников) в палеоэоценовых отложениях структур, еще не вскрытых бурением. В связи с тем, что исследуемые толщи представлены, судя по всему, отложениями средних частей конусов выноса и к тому же не самых верхних их участков, можно предполагать, что флишевый бассейн в это время не ограничивался внешней границей Бориславско-Покутской зоны, показанной на рисунке, а простирался и далее к северо-востоку на несколько десятков километров, и наиболее краевые флишевые отложения нам пока не известны; они могли либо остаться в автохтоне, либо в "отставших" складках. В этих складках в определенных пересечениях можно ожидать наличия коллекторов (песчаные отложения долин и верхних

участков каналов конусов выноса), что позволяет наметить определенные перспективы для поисков залежей углеводородов.

Как уже отмечалось, простирание песчаных литофаций обычно перпендикулярное или косое к простиранию антиклинальных структур Бориславско-Покутской зоны. Это обстоятельство обуславливает возможность существования не только структурных, но и структурно-литологических ловушек нефти и газа (выклинивание песчаных тел по простиранию структур), что открывает дополнительные перспективы для поиска залежей углеводородов на некоторых площадях¹.

ЛИТЕРАТУРА

1. Габинет М.П., Голдинов А.А., Рябоконт А.С. Литологические фации палеогенового флиша Советских Карпат. – Вестн. Львов. гос. ун-та. Сер. геол., 1965, вып. 3.
2. Пилипчук А.С. Джерела уламкового матеріалу крейдяно-палеогенового флішу Українських Карпат. – Доп. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 8.
3. Пилипчук А.С., Рейфман Л.М., Совчик Я.В. Литофациальные особенности и распределение мощностей палеоэоценовых и эоценовых отложений северного склона Украинских Карпат. – В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов, 1972, вып. 6.
4. Темнюк Ф.П. Литофациальное непостоянство палеогеновых отложений, развитых в складчатой области Карпат. – Геол. журн., 1971, т. 31, № 5.
5. Шепард Ф.П. Морская геология. Л.: Недра, 1976.
6. Bouma A.H. Sedimentology of some flysh sediments; a graphic approach to facies interpretations. Amsterdam: Elsevier, 1962.
7. Chipping D.H. Sedimentary structure and environments of some thick sandstone beds of turbidite type. – J. Sediment. Petrol., 1972, vol. 42, N 3.
8. Corbett K.D. Features of thick-bedded sandstones in a proximal flysh sequence, Upper Cambrian, Southwest Tasmania. – Sedimentology, 1972, vol. 19, N 1-2.
9. Dzulynski S., Ksiazkiewicz M., Kuenen P.H. Turbidites in flysh of the Polish Carpathian Mountains. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1959, vol. 70.
10. Fisher R.V. Features of coarse-grained high-concentration fluids and their deposits. – J. Sediment. Petrol., 1971, vol. 41, N 3.
11. Haner B.E. Morphology and sediments of Redondo Submarine Fan, Southern California. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1971, vol. 82.

¹ Статья печатается в порядке дискуссии. Авторами доказана лишь ориентировка литофациальной зональности палеоэоценовых отложений, перпендикулярная древней береговой линии бассейна. Фациальные построения априорны. Отсутствует характерная для глубоководных конусов выноса поперечная направлению движения плотностных потоков литофациальная зональность. Образование у подножья континентального склона конусов выноса радиусом порядка 300-400 км требует наличия обширного терригенного шельфа и горного рельефа континентального форланда платформы. (Прим. ред.).

12. Horn D.R., Ewing M., Horn B.M., Delach M.N. Turbidites of the Hatteras and Sohm abyssal plains, Western North Atlantic. — *Mar. Geol.*, 1971, vol. 11, N 5.
13. Kruit C., Brouwer J., Ealey P. A deep-water sand fan in the Eocene Bay of Biscay. — *Nature. Phys. Sci.*, 1972, vol. 240, N 99.
14. Kuenen Ph.H., Migliorini C.I. Turbidity currents as a cause of graded bedding. — *J. Geol.*, 1950, vol. 58, N 2.
15. Laird M.G. Sedimentology of the Greenland group in the Paparoa Range, West Coast, South Island. — *N.Z. J. Geol. and Geophys.*, 1972, vol. 15, N 3.
16. Love D.R. Implications of three submarine mass movement deposits, Cretaceous, Sacramento Valley, California. — *J. Sediment. Petrol.*, 1972, vol. 42, N 1.
17. Lovell J.P.B. Tyee Formation: A study of proximity in turbidites. — *J. Sediment. Petrol.*, 1969, vol. 39, N 3.
18. Middleton G.V. Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. — *Geol. Assoc. Canad. Spec. Pap.*, 1970, N 7.
19. Nelson C.H., Nilsen T.H. Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. — In: *Proc. Symp. Madison (Wisc.)*, 1972 *Tulsa (Okl.)*, 1974.
20. Normark W.R. Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. — In: *Proc. Symp., Madison (Wisc.)*, 1972. *Tulsa (Okl.)*, 1974.
21. Normark W.R., Piper D.J.W. Sediment and growth pattern of Nave deep-sea fan, San Clemente Basin, California borderland. — *J. Geol.*, 1972, vol. 80, N 2.
22. Walker R.G. Deep channels in turbidite-bearing formations. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1966, vol. 50.
23. Walker R.G. Shale Grit and Grindslow Shales: transition from turbidite to shallow water sediments in the Upper Carboniferous of Northern England. — *J. Sediment. Petrol.*, 1966, vol. 36, N 1.
24. Walker R.G. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. — *J. Sediment. Petrol.*, 1967, vol. 37, N 1.
25. Walker R.G. Mopping up the turbidite mess. — In: *Evolving Concepts in Sedimentology* Baltimore. London, 1973.

УДК 552.54:551.735(477,6)

В.А. Бабадаглы

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
КАМЕННОУГОЛЬНОЙ ИСТОРИИ СИСТЕМЫ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКАЯ ВПАДИНА - ДОНБАСС
В СВЯЗИ С ПОИСКАМИ ПОГРЕБЕННЫХ РИФОВ**

Прогнозирование, выявление и трассирование погребенных барьерных рифов в связи с поисками месторождений нефти и газа представляют собой сложную комплексную геолого-геофизическую проблему, не менее важную, чем определение участков образования в этих рифах ловушек для залежей углеводородов.

42

Вместе с тем она сравнительно легче разрешима, нежели проблема поисков одиночных шельфовых биогермов или атоллов, расположенных внутри области некомпенсированного прогибания. Связано это с тем, что барьерные рифы формируются в строго определенных палеотектонических, палеоклиматических и палеогеографических условиях; связанные с ними формационные парагенезы отличаются литологической контрастностью и образуют характерные клиноформы; пространственная локализация их подчинена определенным закономерностям, описанию части которых посвящена настоящая статья. Эти закономерности были установлены при детальном изучении геолого-геофизических материалов по серпуховским барьерным рифам северных окраин Донбасса. Прежде чем приступить к их изложению, отменим некоторые особенности латеральных и вертикальных формационных парагенезов визейско-серпуховских и среднекаменноугольных отложений системы Днепровско-Донецкая впадина - Донбасс.

Нижневизейские, верхневизейские и серпуховские отложения северо-западной и центральной частей ДДВ образуют крупные ритмично построенные стратоны, отвечающие по рангу ритмосвитам и ритмотолшам. Разрезы их на северо-западе ДДВ (обрамление Сребненского прогиба) представлены типичным паралическим формационным парагенезом. Так, нижневизейские отложения начинаются равнинно-аллювиальными песчаниками продуктивных пластов В-27 и В-26, выше которых залегают маломощные надводно-дельтовые аргиллиты с линзами и пластами угля, завершающие регрессивную серию ритмосвиты. Они сменяются мощными нормально-морскими анкеритами и доломитами так называемой нижневизейской карбонатной плиты (трансгрессивная серия ритмосвиты).

Прослеживание разрезов регрессивной серии вдоль оси ДДВ от скв. 8 Шуровской до скв. 52 Солоховской демонстрирует следующий латеральный формационный ряд: равнинно-аллювиальная терригенная угленосная формация - прибрежно-морская авендельтовая терригенная формация - перемежаемость авендельтовой терригенной и шельфовой карбонатной формаций.

Градиент мощности регрессивной серии в юго-восточном направлении очень небольшой, порядка 0,4 м/км. Шельфовая карбонатная формация трансгрессивной серии, развитая в большей части территории северо-запада ДДВ, к юго-востоку от Погаршинского поднятия почти целиком замещается морской относительно глубоководной удаленной пелитовой формацией; при этом мощность серии сокращается (скв. 52 Солоховская).

Характерно, что представленная этой формацией зона ранневизейского некомпенсированного прогибания начинается в районе пересечения центральной части ДДВ поперечным к ее простиранию Криворожско-Кременчугским дорифейским глубинным разломом. Он фиксируется значительным градиентом погружения современного рельефа фундамента впадины [3].

Обратимся к формационным парагенезам верхневизейских и серпуховских отложений.

Разрез верхневизейской ритмотолщи северо-западной части ДДВ представлен частым чередованием равнинно-аллювиальной угленосной терригенной, прибрежно-морской авандельтовой терригенной (редуцированной в мощности) и шельфовой карбонатной формаций. В верхней части ритмотолщи роль двух последних возрастает. В приосевых разрезах центральной части ДДВ, примерно к юго-востоку от Погаршинского поднятия, характер формационного парагенеза быстро меняется одновременно с увеличением мощности ритмотолщи. В разрезе скв. 52 Солоховской он представлен прибрежно-морской авандельтовой терригенной формацией, перемежающейся с резко подчиненной по мощности шельфовой карбонатной формацией.

Серпуховская ритмотолща северо-западной части ДДВ отличается от верхневизейской лишь уменьшением в паралическом парагенезе роли шельфовой карбонатной формации. К юго-востоку от Погаршинского поднятия паралический парагенез также быстро замещается авандельтовой терригенной формацией с подчиненными реперными пластами доломитов и анкеритов шельфовой карбонатной формации. Характерно, что в приосевых разрезах северо-западной части ДДВ средний градиент мощности верхневизейско-серпуховских отложений в юго-восточном направлении составляет 4,5 м/км, а на отрезке Погаршинское поднятие - Солоховская брахиантиклиналь - 16 м/км, т.е. возрастает более чем в 3 раза.

Ранее [1] мы объяснили изменение мощности и формационного парагенеза верхневизейско-серпуховских отложений в центральной части ДДВ существованием крупной погребенной дельтовой постройки - терригенного компенсационного шельфа. Существует, таким образом, несомненная пространственная и генетическая связь между пересечением раннекаменноугольного внутриплатформенного прогиба ДДВ зоной дорифейского глубинного разлома, образованием к юго-востоку от него области ранневизейского некомпенсированного прогибания и последующим формированием над ней в поздневизейско-серпуховское время терригенного компенсационного шельфа.

Другой подобный феномен мы наблюдаем в среднекаменноугольных отложениях, градиент мощности которых в юго-восточном направлении в центральной и юго-восточной частях ДДВ составляет в среднем 2,6 м/км. На границе ДДВ с открытым Донбассом, где эта система пересекается зоной Орехово-Павлоградского дорифейского глубинного разлома, он увеличивается до 18 м/км, т.е. более чем в 6 раз. Это происходит параллельно со сменой паралического угленосного формационного парагенеза башкирских и московских отложений во вдольосевых разрезах на так называемый "флишвидный", описанный А.И. Резниковым [2] в Нагольном кряже и представляющий сочетание авандельтовой терригенной формации с редкими пластами резко подчиненной по мощности шельфовой карбонатной формации. В литологическом отношении этот вертикальный формационный парагенез представляет собой ритмичное переслаивание песчаников и аргиллитов с редкими пластами доломитов. В юго-восточном направлении песчаники и доломиты постепенно редуцируются и разрез приобретает существенно аргиллитовый характер, что под-

тверждено скв. 3 Цимлянкой, пробуренной на далеком западном ограничении Донбасса. Таким образом, мы имеем здесь дело с вдольосевым среднекаменноугольным терригенным компенсационным шельфом, расположенным, очевидно, над областью некомпенсированного прогибания, существовавшей к юго-востоку от пересечения системы ДДВ-Донбасс зоной Орехово-Павлоградского дорифейского глубинного разлома по крайней мере от раннего визе до конца серпуховского времени.

Отсюда мы делаем вывод, что в раннем и среднем карбоне благодаря нисходящим движениям блоков фундамента, ограниченных с северо-запада зонами дорифейских глубинных разломов, произошла двухступенчатая проградация к юго-востоку области максимального прогибания в системе ДДВ-Донбасс. При этом скорость прогибания тектонического субстрата имела явно неплатформенную величину и увеличивалась от раннего карбона к среднему. Несмотря на характерную для геосинклинали скорость прогибания, формационные парагенезы ниже- и среднекаменноугольных отложений в приосевых разрезах открытого Донбасса носят платформенный характер, что подтверждает возможность отнесения Донецкого каменноугольного прогиба к парагеосинклинальным.

Обратимся к анализу формационных соотношений в ниже-среднекаменноугольных разрезах северной окраины Донбасса. Отметим существование в рассматриваемом регионе раннекаменноугольной области некомпенсированного прогибания с относительно глубоководной (мы полагаем, что максимальные глубины не превышали 600-800 м) морской глинистой седиментацией. В раннем визе (турнейское время мы не рассматриваем) эта область протягивалась от Донбасса до центральной части ДДВ, а в поздневизейско-серпуховское время локализовалась в границах Донецкого бассейна в связи с проградацией в юго-восточном направлении дельтовой постройки Припятско-Днепровской палеореки.

Ниже- и среднекаменноугольные отложения зоны сочленения южного борта Воронежской антеклизы и северной части Донецкого парагеосинклинального прогиба вскрыты большим количеством опорных параметрических и разведочных скважин, что позволяет в деталях проследить характер формационных соотношений по вертикали и латерали.

В полосе отсутствия девонских отложений, прослеживаемой от Цимлянского водохранилища на востоке до Миллерово и далее на запад через Ново-Айдар, в направлении Старобельска и Путивля, на докембрийском фундаменте залегают маломощные (50-70 м) отложения турне. Как и следующие выше, так же сравнительно маломощные (около 200 м) накопления визе, они представлены паралическим полиформационным угленосным комплексом. Обращает на себя внимание выдержанность мощностей как в субмеридиональном (скв. 1 Городищенская - 1, Надеждинская, расположенная уже в зоне надвигов Северного Донбасса), так и в субширотном (скв. 3 Варваровская - 2 Тишкинская) направлениях.

Создается впечатление, что прослеженная здесь по линии площа-

дей (с востока на запад) Глубокинская – Плотинская – Ольховская – Кондрашевская – Лобачевская – Муратовская – Боровская вдоль-бортовая ступень кристаллического фундамента с амплитудой порядка 0,8–1,2 км, а также субмеридиональные его нарушения не отражались в изменении мощностей и фациальных парагенезов турнейско-визейских пород. Иная картина наблюдается для серпуховских отложений, рассматриваемых в объеме свит C_1^3 и C_1^4 .

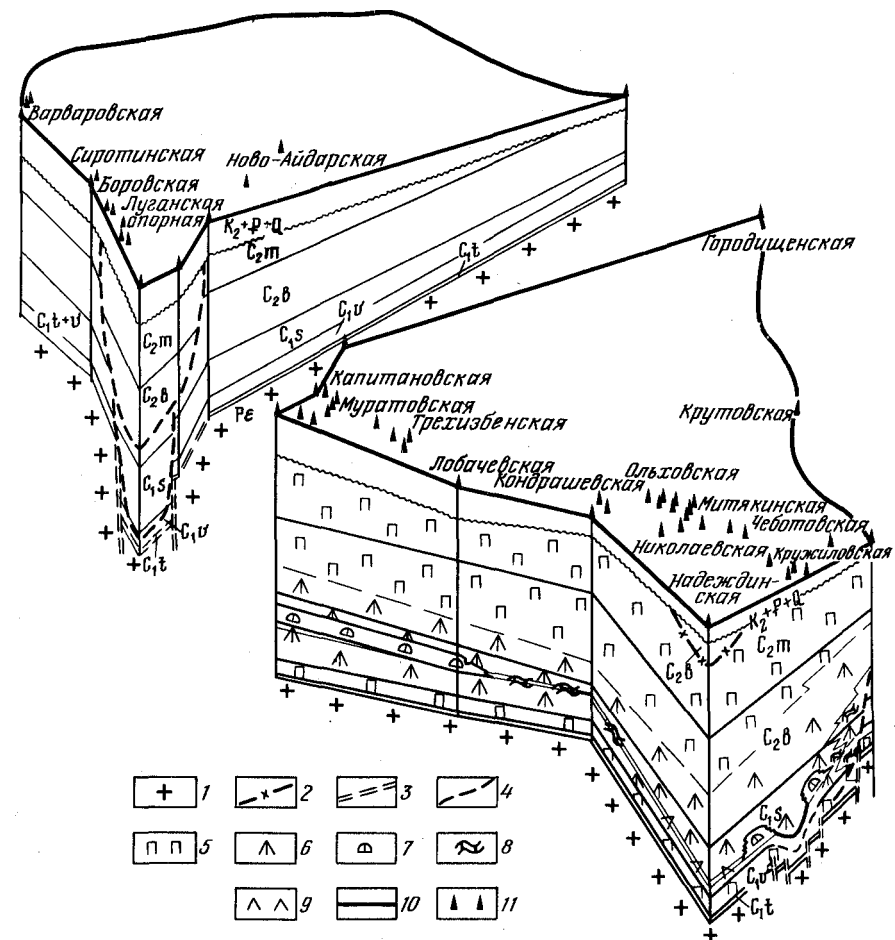
Нижнесерпуховская свита C_1^3 на украинской части описываемой территории представлена породами морской авандельтовой терригенной формации, которая восточнее, уже на территории РСФСР начинается постепенно, путем переслаивания, замещаться шельфовой карбонатной формацией (рисунок).

Обращают на себя внимание локальные максимумы мощностей этой системы, в целом вытянутые вдоль отмеченной выше ступени фундамента. Один из них зафиксирован в районе Муратовской, Боровской и Сиротинской площадей (430–510 м), другой – в районе Лобачевской и Кондрашевской площадей (387–418 м). В целом наблюдается закономерное уменьшение мощности свиты с северо-запада на юго-восток (скв. 1 Дружелюбовская – 292 м; скв. 8 Глубокинская – 155 м), а также с юго-запада на северо-восток (скв. 1 Буденновская – 240 м; скв. 1 Городищенская – 92 м).

Анализ показал связь локальных максимумов мощностей нижнесерпуховских отложений с гравитационными конседиментационными бескорневыми сбросами нарастания, относящимися к системе так называемых Красноречских сбросов. В плане эти сбросы образуют раскрытые к югу и юго-западу дуги, вытянутые кулисообразно и субпараллельно Донецкому прогибу. Как мы увидим далее, эти сбросы прослеживаются в серпуховских, башкирских и московских отложениях, причем мощность одних и тех же стратонов резко возрастает в их опущенных блоках по сравнению с приподнятыми. Плоскости сбрасывателей обычно быстро выколаживаются с глубиной, что затрудняет трассирование этих нарушений, аналоги которых детально описаны в третичных дельтовых постройках Галф Коста и Нигерии.

Наиболее сложные формационные соотношения зафиксированы в разрезе верхнесерпуховской свиты C_1^4 , накопление которой отвечает максимуму раннекаменноугольной трансгрессии в этом районе. При движении вдоль упомянутой выше ступени фундамента от района Дружелюбовской площади на северо-западе до Глубокинской на юго-востоке происходит смена по меньшей мере четырех типов разреза свиты C_1^4 . На северо-западе (Дружелюбовская – Боровская площади) она представлена паралическим формационным парагенезом; в центральной части (Муратовская – Лобачевская площади) – перемежаемостью морской авандельтовой терригенной, шельфовой слоистой карбонатной и доминирующей в разрезе рифогенной формации, мощность которой достигает 320 м. Присутствие ее объясняется образованием на описываемом участке барьерно-рифовой постройки, пространственно сопряженной с вдольбортовой ступенью фундамента.

Далее к юго-востоку на участке Вергунской и Митякинской пло-



Блок-диаграммы каменноугольных отложений северных окраин Донбасса (участок Варваровская–Чеботовская площади)

1 – кристаллический фундамент; 2 – надвиги; 3 – разломы кристаллического фундамента; 4 – конседиментационные сбросы "нарастания" в осадочном чехле; 5 – паралическая полиформационная толща; 6–10 – формации: 6 – прибрежно-морская авандельтовая терригенная, 7 – рифогенная карбонатная, 8 – прибрежно-морская шельфовая карбонатная, 9 – прибрежно-морская лагунная эвапоритовая, 10 – относительно глубоководная морская удаленная пелитовая; 11 – глубокие скважины

шадей в связи с дугообразным изгибом к югу барьерного рифа характер разреза свиты C_1^4 меняется. Здесь зафиксированы две залежи зарифовой лагунной ангидритовой формации, разобщенные в разрезе перемежаемостью пород терригенной авандельтовой и шельфовой слоистой карбонатной формации.

Наиболее мощная и протяженная нижняя зарифовая лагунная ангидритовая формация прослежена от Вергунской, Кондрашевской и Ольховской площадей в зоне ступени фундамента до Буденновской и Надеждинской площадей на юге, где она, очевидно, контактирует с рифовой постройкой.

Севернее ступени фундамента описываемые ангидриты замещаются доломитами шельфовой слоистой карбонатной формации.

Верхняя залежь зарифовых лагунных ангидритов выделена нами впервые при детальном изучении электрокаротажных разрезов свиты C_1^4 Ольховской и Николаевской площадей. Ареал ее очень небольшой и ограничивается перечисленными площадями, однако образование этих ангидритов в верхней части разреза свиты может быть связано только с существованием второго этажа рифообразования.

Этот позднесерпуховский барьерный риф второй генерации имел трансгрессивное соотношение с главным позднесерпуховским рифом первой генерации и в отличие от него на участке Лобачевская - Чеботовская площади протягивался, по-видимому, вдоль ступени кристаллического фундамента.

К востоку от Чеботовской площади оба барьерных рифа вновь (как это имело место на Муратовско-Лобачевском участке) пространственно соединялись, следуя далее вдоль упомянутого разлома. Здесь разрез свиты представлен чередованием карбонатной рифогенной, шельфовой слоистой карбонатной и авандельтовой терригенной формации. В восточном направлении последняя редуцируется.

Очень интересные формационные соотношения вскрыты в разрезе свиты C_1^4 в южной части рассматриваемой территории, расположенной в зоне надвигов Северного Донбасса. Здесь широтный профиль скв. 1 Буденновская - 1 Надеждинская - 1 Пархоменская демонстрирует аномально быстрое увеличение в восточном направлении мощности свиты до 1310 м в скв. 1 Пархоменской, где она сложена целиком песчано-глинистыми породами морской авандельтовой терригенной формации, залегающей на маломощной, к сожалению не охарактеризованной керном, относительно глубоководной пелитовой формации.

Формационная залежь последней, отвечающая фазе формирования позднесерпуховского барьерного рифа второй генерации, должна присутствовать и в верхней части разреза свиты, вскрытого этой скважиной. Позднесерпуховский барьерный риф первой генерации трассируется здесь между скв. 1 Пархоменской и 1 Надеждинской, поскольку в последней свита C_1^4 начинается породами зарифовой лагунной ангидритовой формации.

Контрастные клиноформы, образуемые в рассматриваемом широтном профиле барьерно-рифовым латеральным формационным парагенезом (лагунная ангидритовая - рифогенная карбонатная - относительно глубоководная пелитовая формации) и покрывающими его породами терригенного компенсационного шельфа двухэтапного формирования, весьма показательны. Мы обратимся к ним ниже при анализе закономерностей пространственной локализации серпуховских рифов.

Здесь же, завершая обзор серпуховских отложений, отметим, что северо-западнее охарактеризованной полосы (Старобельская площадь) разрез свиты C_1^4 представлен паралическим формационным парагенезом, а к северо-востоку от нее (Городищенская площадь) - перемежаемостью шельфовой слоистой карбонатной и авандельтовой терригенной формации.

Нижнебашкирские отложения рассматриваемого района в объеме свит C_1^5 и C_2^1 формировались в условиях спада трансгрессии, в связи с чем почти повсеместно они представлены породами авандельтовой терригенной формации с редкими подчиненными прослоями известняков шельфовой слоистой карбонатной формации, подчеркивающих пульсирующий мелкоритмичный характер тектонического режима.

В восточном направлении в разрезе свиты C_1^5 наблюдается увеличение роли известняков шельфовой слоистой карбонатной формации, и на Крутовской площади свита уже целиком сложена ими. Верхнебашкирские отложения в объеме свит $C_2^2 - C_2^4$ и нижней части свиты C_2^5 (до подошвы реперного известняка K_3) носят регрессивный характер. Как и следующие выше московские отложения, они представлены паралическим угленосным формационным сообществом.

Мощность пород башкирского яруса несколько увеличивается с запада на восток, при этом происходит быстрое омоложение верхней границы авандельтовой терригенной формации.

Субмеридиональные локальные зоны изменения мощности среднекаменноугольных отложений, как и серпуховских, сопряжены с конседиментационными гравитационными сбросами нарастания (Краснорецкая, Веселогоровская, Плотинская и другие системы), к опущенным крыльям которых, помимо отмеченного возрастания мощности, приурочено образование бескорневых малоамплитудных брахиантиклиналей, известных в зарубежной литературе под названием "перекатывающиеся антиклинали". С этими антиклиналями в описываемом районе связаны многочисленные многопластовые залежи газа.

Обратимся к особенностям пространственной локализации позднесерпуховских барьерных рифов северных окраин Донбасса. Как видно из предыдущего обзора, наиболее четко литологически и палеогеоморфологически выраженный позднесерпуховский барьерный риф первой генерации то отчетливо тяготеет к зоне вдольбортовой ступени кристаллического фундамента (Муратовско-Лобачевский, Плотинско-Глубокинский участки), то сильно отклоняется от нее в южных румбах, образуя дугу большого радиуса. В то же время малоамплитудный и пока улавливаемый лишь по характерным формационным парагенезам позднесерпуховский барьерный риф второй генерации, имеющий с вышеуказанным рифом трансгрессивные соотношения, следует вдоль разлома фундамента.

Рассмотренные ранее латеральные формационные парагенезы крупных стратиграфических комплексов осевой зоны системы ДДВ-Донбасс, так же как латеральные формационные парагенезы свиты

С⁴₁ на небольшом участке северного борта Донбасса (Буденновская – Пархоменская площади), однозначно свидетельствуют о наличии характерного вертикального формационного парагенеза: рифогенная карбонатная формация – авандельтовая терригенная формация (иногда в сочетании с шельфовой слоистой карбонатной).

Рассмотрим палеогеоморфологическую сущность этого парагенеза.

Турнейско-нижебашкирская толща северо-восточного борта системы ДДВ – Донбасс представляет собой сложный терригенно-карбонатный шельф, который в юго-восточном направлении становится полностью карбонатным. Простирается вдоль бортовыми разломами фундамента, разделяющими в каменноугольную эпоху блоки с платформенными и субгеосинклинальными скоростями погружения.

Терригенная часть этого шельфа – не что иное, как авандельтовые постройки ранне-среднекаменноугольных рек, стекавших в периоды регрессий в Донецкий залив Тетиса.

В плане очертания внешнего перегиба этого шельфа представляли систему дуг, разделенных короткими прямолинейными отрезками. Последние располагались над вдольбортовой ступенью фундамента и в целом составляли как бы прерывистую хорду отмеченных дуг. Радиус дуг зависел от размеров каждой из образующих шельфа дельтовых построек.

Естественно, что в юго-восточном направлении по мере удаления бортовой ступени от Воронежской области сноса размеры построек сокращались, вплоть до полного исчезновения их к востоку от меридиана Миллерова.

В эпохи длительного карбонатакопления, отвечавшие крупным многофазным трансгрессиям, при оптимальных условиях, одним из которых было минимальное поступление в бассейн твердого стока, внешний край сформированного ранее терригенного шельфа должен был являться первым палеогеоморфологическим базисом для образования органогенных карбонатных сооружений.

На ранних стадиях развития таких трансгрессий сохранялась унаследованная от эпох регрессий расчлененность субаквального палеорельефа, благодаря чему раннетрансгрессивные органогенные постройки имели значительную мощность и, следуя за изгибами внешнего края авандельтового чоколя, образовывали в плане дуги, подобные Лобачевско-Буденновско-Кружиловской дуге первого позднесерпуховского рифа северных окраин Донбасса.

Мы не случайно упомянули об оптимальных условиях образования органогенных построек, ибо далее логическая цепь умозаключений заставляет нас представить как минимум две модели такого оптимума.

Северо-восточная бортовая зона системы ДДВ – Донбасс имеет четкое линейное простираение, в то время как очертания ранне-среднекаменноугольных областей сноса Воронежской антеклизы имели примерно округло-изометричные контуры. В подобных условиях часть

этой бортовой зоны, относящаяся к ДДВ, была приближена к областям сноса и сюда реки выносили обильный терригенный материал даже в эпохи трансгрессий, что отнюдь не способствовало рифообразованию. Это мы видим на примере первой генерации позднесерпуховского барьерного рифа северной окраины Донбасса, который к северо-западу от Муратовской площади, очевидно, быстро редуцировался. В этом же направлении серпуховский разрез обогащается песчаниками и приобретает паралический характер. Участок бортовой зоны от Муратовской площади на северо-западе до Кружиловской на юго-востоке в позднесерпуховское время был более удален от области сноса, что и стимулировало здесь образование барьерных рифов. Еще более благоприятные условия имели место на юго-восточном продолжении бортовой зоны, куда терригенный материал почти не поступал, даже в регрессивные фазы турнейско-раннебашкирской истории.

Вторая модель предполагает параллельность границ линейной негативной геоструктуры с аномально высокими скоростями погружения субстрата и источника сноса, расположенного в стабильной области платформы. В этом случае раннетрансгрессивные барьерные рифы эпох карбонатакопления могли формироваться в виде протяженных систем, состоящих из дуг, разделенных прямолинейными участками вдоль края терригенного авандельтового чоколя.

Не исключено, что подобная ситуация имела место в поздней юре вдоль северо-восточной границы Карпатской геосинклинали со Скифской плитой. В средней юре здесь формировался терригенный компенсационный шельф, а в позднеюрское время – так называемый опарский барьерный риф. Предполагалось, что этот риф вытянут параллельно Краковецкому разлому. Впоследствии, однако, выяснилось, что локализация оксфордского и киммеридж-титонского барьерных рифов имеет сложный характер и в первом приближении напоминает отрезки дуг, срезанных более молодым Краковецким нарушением.

Позднеатрансгрессивные барьерные рифы в обеих моделях, в условиях значительного нивелирования субаквального палеорельефа и уменьшения градиента скорости погружения тектонического субстрата, должны были пространственно контролироваться вдольбортовым уступом фундамента. Подобно второй генерации позднесерпуховского барьерного рифа северных окраин Донбасса, они в изолированном виде имеют небольшую мощность и представляют интерес лишь как часть единой многоэтажной рифовой постройки. Так, на территории восточной части Старобельско-Миллеровской моноклинали шельфовое карбонатакопление не прерывалось от турне до раннебашкирского времени. На небольших горстовидных поднятиях кристаллического фундамента здесь могли формироваться одиночные биогермы и биостромы. И лишь вдоль границы с областью аномального прогибания, определенной бортовым разломом фундамента, должно было происходить образование единого серпуховско-раннебашкирского, а далее на восток, возможно, и турнейско-раннебашкирского барьерного рифа.

Приведенные выше материалы показывают значение правильной оценки палеотектонической, палеогеоморфологической и формационной ситуации для трассирования погребенных барьерных рифов.

На ранних стадиях трансгрессий палеогеоморфологический контроль рифообразования доминирует над палеотектоническим. В связи с этим для трассирования раннетрансгрессивных барьерных рифов необходимо геолого-геофизическими методами изучить вариации мощностей подстилающих их регрессивных терригенных комплексов. Для сейсморазведки эта задача более легко разрешима, чем непосредственные поиски рифов мощностью 150–300 м.

Для трассирования поздне-раннетрансгрессивных барьерных рифов следует, очевидно, большее внимание уделять палеотектоническим факторам, в частности, установлению зон высокого градиента скоростей погружения тектонического субстрата бортовых зон прогибов.

Следующий этап – определение возможных ловушек для залежей углеводородов в таких рифах – сводится практически к выяснению современного структурного их положения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабадаглы В.А., Витенко В.А., Кельбас Е.И. и др. Геологические модели пластовых нефтегазоносных резервуаров ниже- и среднекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 8.
2. Резников А.И. Геологическое положение и общие черты строения флишовой толщи срединной части Донбасса. – Геол. журн., 1978, т. 38, № 6.
3. Чекунов А.В. Структура земной коры и тектоника его европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1972.

УДК 553.98.061.4:551.834(476–13)

Л.А. Демидович, Т.А. Шевченко, Ф.Я. Бенсман

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОСТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА

Формирование коллекторских свойств пород в значительной степени обусловлено условиями седиментации, определяющее влияние на которые оказывают физико-географические и тектонические факторы.

Влияние физико-географического фактора на формирование пород-коллекторов связано с местоположением палеобассейнов седиментации и областей сноса, характером рельефа дна бассейнов, особенностями палеоклимата и распределения палеорек, экзогенными процессами. Физико-географическая обстановка обуславливает строение фаций и их соотношение в пространстве, что, в свою очередь, определяет формирование и распространение пород-коллекторов и пород-покрышек в различных частях геологического разреза. Решающая роль в формировании экранирующих и коллекторских свойств осадоч-

ных пород, накопившихся в той или иной физико-географической обстановке, принадлежит тектоническому фактору, определяющему историю геологического развития каждого нефтегазоносного бассейна.

Рельеф как наиболее устойчивый элемент физико-географической среды, несомненно, накладывает отпечаток на формирование фаций. В.И. Галицкий [1], анализируя связь фаций и рельефа, сделал вывод, что формирование рельефа и осадконакопление являются двумя сторонами одного и того же экзодинамического процесса на поверхности земли¹.

На формирование коллекторов оказывает влияние и активность локальных структур, которая определяется по палеовысотам, мощностям отложений, литологическим и другим признакам.

При изучении влияния палеоструктурных факторов на литологический состав карбонатно-глинистых пород необходимо учитывать то обстоятельство, что характерным условием их накопления является замедленный снос терригенного материала при стабилизации тектонической деятельности. Размещение карбонатно-глинистых осадков по палеорельефу дна бассейна седиментации в этом случае подчиняется закону механической дифференциации: в понижениях палеорельефа накапливаются наиболее глинистые разности, а на возвышенностях – наиболее карбонатные [2].

Аналогичные данные о влиянии палеоструктурных условий на латеральное распределение осадков были получены для целого ряда регионов [3, 4, 5]².

Изучение в Припятском прогибе закономерностей распространения пород-коллекторов проводилось нами, исходя из принципа взаимной связи литогенеза с тектогенезом [6].

Формирование девонских нефтеносных образований Припятского прогиба происходило в течение двух этапов его тектонического развития: платформенного и рифтового. Определяющим фактором латерального размещения как подсолевых терригенных и карбонатных, так и межсолевых отложений является конседиментационный характер структур второго порядка (валы и депрессии) и локальных поднятий третьего и четвертого порядков. Условия, благоприятные для накопления песчано-глинистых осадков, существовали в межсолевой период в южной части прогиба. При этом в пределах Припятского нефтегазоносного бассейна – типичного внутриплатформенного грабена – субшироко вытянутые конседиментационные структуры второго порядка, осложненные локальными структурами третьего-четвертого порядков, с которыми связаны все известные к настоящему времени залежи нефти, выделяются с конца среднего – начала позднего де-

¹ Это положение с 30-х годов развивается в трудах Д.В. Наливкина, В.И. Попова, Л.В. Пустовалова, У. Твенхофела и других литологов. (Прим. ред.).

² В 1961 г. А.Л. Яншин и Р.Г. Гарецкий дали описание этого процесса в книге "Методы изучения тектонических структур". (Прим. ред.).

вона. Анализ имеющихся материалов позволяет говорить о том, что в пределах Припятского прогиба при накоплении осадков подсолевой карбонатной и верхней части терригенной толщи уже существовал выраженный в рельефе целый ряд унаследованно развивающихся локальных поднятий. При этом скорость роста локальных структур на разных этапах была различной.

Определенное влияние на формирование и сохранение коллекторов на этапе седиментогенеза оказывает скорость роста локальных конседиментационных структур. Так, для семилукского горизонта оптимальной скоростью роста является величина до 20–50%; при значениях более 50–60% потенциальные породы-коллекторы, как правило, не сохраняются. На палеосводах обычно отлагаются крупнозернистые слабо заглинизированные песчаники и алевролиты (песчанистость разрезов повышенная), а при карбонатном седиментогенезе – органогенные, органогенно-обломочные и органогенно-детритовые разности, являющиеся потенциальными коллекторами. Все это свидетельствует о преобладающей роли механической дифференциации в накоплении осадков, происходящей в условиях относительно замедленной скорости поступления терригенного материала и небольшого его количества, что благоприятствует сортировке осадков по размерности и удельному весу слагающих их частиц.

Палеогеоморфологические особенности дна бассейнов седиментации накладывали определенный отпечаток на цвет пород. Так, в подсолевой терригенной толще пестроцветные песчано-алевритовые породы нередко соответствуют вершинам палеосводов, а темно- и светло-серые разности – крыльям и периклиналям.

На всех этапах развития прогиба валообразные поднятия и депрессии, а также локальные структуры, по-видимому, имели прямое отражение в рельефе дна бассейна седиментации.

В пярнуско-кыновское время валообразные поднятия и депрессии, а также локальные структуры были выражены слабо. В дальнейшем при активизации тектонических движений в семилукское время более четко обозначились границы современных структур второго порядка, а также локальных структур.

Тектоническое районирование по подсолевым терригенным и карбонатным отложениям различно. Так, в подсолевой терригенной толще выделяются три части: западная, наиболее погруженная и мобильная (которая связывала Припятский прогиб с Московской синеклизой), восточная, развивавшаяся под влиянием Воронежского массива, и центральная, преимущественно развивающаяся под влиянием добайкальских структур. В ряде районов прогиба, особенно его восточной части, наблюдается заметная меридиональная зональность расположения локальных палеоподнятий.

Подсолевая карбонатная толща также отлагалась в условиях продолжающегося роста слабо выраженных в рельефе валообразных поднятий и депрессий. Здесь можно выделить активно развивавшуюся центральную, а также северную и южную части прогиба. При анализе мощностей отложений подсолевого карбонатного комплекса видно, что в северной (от Березинской до Северо-Домановичской площади)

и южной (от Мозырской площади к Украинскому кристаллическому щиту) частях мощности изменяются меньше, чем в центральной, что в определенной мере характеризует интенсивность тектонических движений.

Необходимость изучения палеоструктурных (палеогеоморфологических) особенностей бассейна седиментации подчеркивается тем, что если в платформенных областях конседиментационные локальные структуры имеют как бы сквозное отражение в осадочном чехле и картируются в процессе неглубокого структурного бурения, то в более сложно построенных районах, к каким относится и Припятский прогиб (где имеется несколько структурных этажей с несовпадающими относительно друг друга структурными планами), отмечается в ряде случаев значительное смещение сводовых частей локальных поднятий. Это осложняет поиски залежей нефти и требует применения комплексного подхода к изучению локальных структур, с которыми они связаны. В условиях карбонатного осадконакопления и развития органогенно-рифогенных построек в результате проявления высокоамплитудных перемещений значительных массивов осадочных пород отдельные локальные поднятия, особенно малоамплитудные, могут быть не закартированы современными геофизическими методами. Поиски таких палеоструктур, где в результате особенностей седиментации и вторичных процессов сохраняются изолированные ловушки, имеют большое практическое значение [2].

Таким образом, следует отметить, что определяющее влияние на формирование коллекторских свойств как песчано-алевритовых, так и карбонатных пород оказали палеогеографические и палеоструктурные условия седиментации, предопределившие как структурные, так и текстурные особенности осадка, его гранулометрический (для терригенных пород) и минералогический состав, сортировку обломочного материала и многие другие характеристики. Палеоструктурная реконструкция позволяет выяснить как условия образования, так и закономерности распространения пород-коллекторов на исследуемой территории, ибо вторичные преобразования в условиях Припятского прогиба не могли повлиять на распространение пород-коллекторов и могли лишь несколько улучшить или ухудшить первичные емкостно-фильтрационные свойства.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галицкий В.И. Предмет, задачи и методы палеогеоморфологии. – Учен. зап. Курск. пед. ин-та, 1966, вып. 36.
2. Демидович Л.А. Формирование коллекторов нефтеносных комплексов Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1969.
3. Долицкий В.А., Прилипко И.П. Причины изменчивости пород-коллекторов картамышской свиты в некоторых газовых месторождениях юго-восточной части Днепровского грабена. – Геол. и разв. газ. и газоконденсат. месторожд.: Реф. сб. ВНИИЭгазпрома, 1975, № 1.
4. Завьялов В.А. Изучение палеоструктурных планов и их связь с геохимическими показателями в карбонатно-глинистых отложениях. – В кн.:

Тектоническое развитие и современная структура нефтегазоносных областей Восточно-Европейской (Русской) платформы. М.: Наука, 1965.

5. Заковырин Ю.Д., Сельский В.К. О результатах использования палеотектонического метода для выделения во внутренней зоне Предкарпатского прогиба участков, перспективных для поисков нефти и газа. - Нефтегаз. геол. и геофиз., 1974, № 2.
6. Каледа Г.А. Вопросы методики изучения состава и физических свойств горных пород на тектонических структурах. - В кн.: Вопросы методики изучения литологии в нефтегазоносных областях. М., 1970. (Тр.ВНИГНИ; Вып. 9).

УДК 552.14:552.53:551.8

В.А. Долицкий, Г.В. Долицкая, Е.В. Кучерук
ОБ УСЛОВИЯХ ФОРМИРОВАНИЯ СОЛЕННЫХ ТОЛЩ

Некоторые залежи соли образовались, несомненно, в результате высыхания соляных озер в пустынях. Чередование таких залежей с пачками песчано-глинистых пород, возникших в условиях аридного климата, составляет соленосные толщи. Исследованиями зал. Кара-Богаз-Гол выяснено, что в аридном климате отложение солей может происходить и за счет подтока морской воды в такой залив. Однако оба эти способа отложения, видимо, приводят к образованию сравнительно небольших залежей соли. Между тем преобладающая часть скоплений природных солей (и прежде всего - галита) сконцентрирована в гигантских месторождениях соли. Таким образом, при выяснении условий образования соленосных толщ основное внимание должно быть сосредоточено на соляных гигантах, сложенных, как известно, изумительно чистыми солями.

При разработке гипотезы образования залежей соли в морских заливах (теория баров) выяснено, что глубина такого бассейна соленакпления непременно должна быть очень небольшой, не превышающей нескольких десятков метров. Между тем в геологическом прошлом известны громадные по площади бассейны соленакпления, занимающие десятки и даже сотни тысяч квадратных километров (например, в Прикаспийской впадине), относительно которых трудно представить, чтобы на этих громадных пространствах глубина бассейна была так незначительна и постоянна.

Особенно большие трудности для теории баров возникли с тех пор, как установлена годовая слоистость в соли. Мощность годовых слоев достигает 3-10 см и, следовательно, скорость их образования в десятки и даже сотни раз превосходит скорость накопления других пород в платформенных областях. К тому же для образования годовых слоев такой мощности необходимо испарение в бассейне громадного объема морской воды, подток которого в залив вряд ли возможен. Наконец, невиданно высокая скорость отложения соли в мел-

ководном бассейне (по крайней мере на платформах) заставляет допускать кратковременное (на время образования залежей соли) многократное равномерное повышение скорости погружения дна бассейна соленакпления по сравнению с таковой до и после этапа накопления соли. Это невероятное требование к истории развития бассейна соленакпления, выдвигаемое с позиций геохимии, не находит объяснения в тектонике. Поэтому уже довольно давно было сформулировано предположение о том, что залежи соли образуются не в условиях постепенного погружения дна бассейна, а в ранее сформировавшихся впадинах. Если учесть, что мощность соляных залежей нередко превосходит 1000 м и иногда, видимо, достигает 2000 м, такие глубины бассейна соленакпления никак не могут устроить последователей теории баров.

Обнаружение бурением под дном Средиземного моря соленосной толщи, которая, по всем имеющимся данным, образовалась именно на той глубине от уровня моря, где она находится в настоящее время, заставило искать объяснение этого факта. Оно было найдено в предположении, что в эпоху соленакпления уровень моря здесь был на километры ниже современного, а морская вода, испарение которой привело к накоплению соли, просачивалась из океана через преграду, отделившую от него замкнутое Средиземное море.

Приходится признать, что огромные трудности, возникающие при объяснении образования соляных гигантов, связаны с тем, что источником соли признается морская вода. Первым ученым, указавшим на возможность поступления соли не из морской воды, а из глубинных рассолов, был Н.А. Кудрявцев. Его предположение вскоре подтвердилось находением во впадинах дна Красного моря и в некоторых других местах горячих высокоминерализованных рассолов, поднимающихся из недр. Концентрация солей в них значительно выше, чем в морской воде.

Изложенное показывает, что для объяснения условий формирования соляных гигантов и некоторых других залежей соли существующие гипотезы соленакпления должны быть существенно модифицированы.

Первое положение такой обновленной гипотезы состоит в том, что поставщиком соли в процессе соленакпления являлись не морские, как это обычно постулируется, а глубинные минерализованные воды, например такие, которые обнаружены во впадинах дна Красного моря.

Поскольку источником соли служили глубинные воды, связь бассейна соленакпления с океаном оказывается не обязательной. Больше того, бассейн, питающийся поступающими из недр растворами солей, окажется лучше приспособленным для соленакпления, если он будет замкнутым. Тесная связь с океаном, которая существует в Красном море, обуславливает глубокий круговорот вод, полное их перемешивание вплоть до дна моря и потому исключает отделение какой-либо зоны более концентрированных растворов солей. Даже гораздо более слабая связь моря с океаном, существующая в Черном море, обеспечивает интенсивное изменение верхней части толщи воды и исключает образование в ней высококонцентрированного рас-

А.К. Дорофеева

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФАЗОВОГО АНАЛИЗА ТОНКОДИСПЕРСНОЙ ФРАКЦИИ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ МОДЕЛИРОВАНИИ ПЛАСТОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

При геологическом моделировании пластовых нефтегазоносных резервуаров чрезвычайно важно определить фациальную принадлежность пластов-коллекторов и их стадийное состояние.

Глинистые минералы – чуткие индикаторы палеогеографических эпигенетических факторов, способствовавших их формированию и преобразованию. Анализ кристаллохимических особенностей и количественного распределения этих минералов в парагенетических ассоциациях с учетом физико-химических условий среды позволяет установить их генетический тип и определить степень эпигенетического преобразования исследуемых пород.

Изучение минерального состава тонкодисперсной фракции терригенных пород верхневизейских отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины проводилось методами рентгеновской дифракции, электронной дифракции и электронной микроскопии. Исследовано более 150 образцов по Лысогоровской, Бережовской, Ярошевской, Иваничской, Шуровской и Велико-Губновской площадям.

В целом состав глинистой фракции обломочных пород исследуемых отложений представлен диоктаэдрической гидрослюдой модификации $2M_1$, реже $1M$, каолинитом различной степени разупорядоченности по оси b и Mg-Fe хлоритом с дефектной бруситовой сеткой. В отдельных образцах присутствуют смешанослойные образования гидрослюдисто-монтмориллонитового и хлорит-вермикулитового типов, встречаются примесь Na-монтмориллонита, следы вермикулита, а в песчано-алевритовых породах площадей Бережовской и Ярошевской – дикцит.

Каолинит – один из основных компонентов глинистой фракции. Он диагностируется по рефлексу $7,14 \text{ \AA}$ на дифрактограммах образцов, обработанных 10%-ным раствором HCl; после прокалывания при 600°C рефлекс исчезает. Степень совершенства структуры каолинита определяется из соотношения отражений hkl при разрешении соответствующих дублетов. При разупорядоченности по оси b исчезают рефлексы с $k \neq 3n$ ($n = 0, 1, 2 \dots$), что приводит к образованию псевдомоноклинной ячейки. Разупорядочение по осям a и b приводит к псевдоромбической ячейке с рефлексами hk вместо hkl . Таким образом, рефлексы $0kl$ выражают структурную упорядоченность каолинита по оси b , а рефлексы $h0l$ – по оси a . Нарушение совершенства структуры по оси c сопровождается разрывом водородных связей $O=OH$ между тетраэдрическим и октаэдрическим слоями и диагностируется увеличением межплоскостного расстояния базального рефлекса до $7,36\text{--}7,50 \text{ \AA}$.

сола. Иначе говоря, мощное соленакопление возможно только в замкнутом морском бассейне, полностью изолированном от мирового океана.

Полное выделение солей из раствора, конечно, происходило в результате испарения воды. Поэтому соленакопление могло происходить только в условиях аридного климата. Поскольку поступление соленосных растворов шло в основном снизу, прежде всего возрастала концентрация солей именно в нижних, придонных слоях воды. Постепенно осолонялись все более высокие горизонты замкнутого бассейна, пока тяжелые соленые воды не заполняли весь бассейн, вплоть до его поверхности. Именно здесь происходило испарение воды и выделение солей в твердой фазе. Кристаллики соли падали вниз и растворялись в рассоле, вплоть до полного его насыщения. После того, как весь объем замкнутого морского бассейна оказывался заполненным насыщенным рассолом, частицы соли, выделившиеся у поверхности моря, достигали дна и здесь отлагались в виде каменной соли.

Осолонение воды в замкнутом море должно было погубить неподвижных представителей флоры и фауны и вытеснить вверх подвижную фауну. После полного осолонения бассейна он оказывался безжизненным. Поэтому в залежах соли нет органических остатков.

Следует отметить, что в замкнутом морском бассейне уровень воды мог изменяться в широких пределах в зависимости от соотношения количества поступающей в него и испарявшейся воды.

Обращаясь к происхождению глубинных вод, следует прежде всего предположить, что это были те самые растворы, из которых происходили гидротермальные руды. Они могли выделяться из остывающих магматических пород, расположенных под соленосными бассейнами или в краевых частях соседних с ними складчатых областей. Другим источником глубинных рассолов следует признать погребенные в процессе осадконакопления морские воды, осоловившиеся за счет вмещающих их пород и вытесняемые из них в процессе уплотнения пород. Поступление глубинных рассолов в бассейн соленакопления облегчалось благодаря возникшим в это время разломам, которые зачастую обнаруживаются близ районов развития соленосных толщ.

Накопление солей в замкнутых морских бассейнах порождало неравномерное отложение солей разного состава в разных частях одного и того же бассейна. Кроме того, в некоторых случаях в такой бассейн спорадически или постоянно мог поступать обломочный материал из соседних горных сооружений. Это приводило к частичному или полному замещению эвапоритов терригенными породами на небольшой или значительной части площади соленосного бассейна. Подобные фациальные переходы известны в кунгурских отложениях Башкирского Приуралья.

Таким образом, анализ условий формирования соляных гигантов (и некоторых других соленосных толщ) приводит к выводу о том, что они образовались в замкнутых глубоководных морских бассейнах, располагавшихся в аридном климате и питавшихся глубинными высокоминерализованными водами.

Для каолинита верхневизейских отложений северо-западной части ДДВ характерны нарушения триклинного мотива структуры вдоль оси b , вплоть до образования псевдомоноклинного каолинита IX структурной группы по данным электронной дифракции [2]. В некоторых образцах встречается триклинный каолинит с совершенной либо близкой к совершенной структурой. Такой каолинит на электронномикроскопических снимках представлен хорошо ограниченными крупнодисперсными разностями. Присутствует он в основном в песчано-алевритовых породах часто в парагенезе с гидрослюдой 1М. Однако и в глинах, и в песчаниках северо-запада ДДВ преобладает несовершенный каолинит, характеризующийся широким фронтом разупорядоченности.

Постоянным компонентом минеральных ассоциаций исследуемых отложений является гидрослюда. Высокотемпературный политип гидрослюды 2М идентифицируется по серии пиков на дифрактограмме неориентированного препарата - 3,21Å; 3,00Å; 2,87Å; 2,80Å; низкотемпературный политип - по рефлексам 3,67Å; 3,06Å; 2,92Å; 2,69Å. "Степень метаморфизма" гидрослюды определялась по отношению высоты пика [001] в точке 10Å (А) к его высоте в точке 10,5Å (В). Значения степени метаморфизма (А):(В) отражают процесс дегидратации гидрослюды, который сопровождается фиксацией К в межпакетном пространстве.

О приблизительноном химическом составе гидрослюды свидетельствует величина отношения интенсивностей первых двух базальных рефлексов I_{002}/I_{001} . Значения ее до 0,1 характерны для гидрослюд биотитового состава; 0,1-0,3 - биотит-мусковитового; 0,3-0,4 - фенгитового; 0,4-0,8 - мусковитового. Поскольку "история биотита" в условиях эпигенеза предполагает вынос двухвалентных катионов Fe^{2+} и Mg^{2+} из октаэдрических позиций и замещение Al^{3+} , параметр I_{002}/I_{001} позволяет судить об активности эпигенетического процесса.

Преобладающим структурным типом в изученных отложениях является гидрослюда $2M_1$, иногда $2M_1 + 1M$; политип 1М чаще встречается в песчаниках и имеет подчиненное значение. Данные электронной микроскопии фиксируют обе морфологические разновидности гидрослюды - изометрично- и удлиненно-пластинчатую. Согласно электрографическому анализу гидрослюда относится к I-II структурным группам с параметром $b = 9,01-8,97 \text{ \AA}$.

Степень метаморфизма (А):(В) изменяется в пределах 1,1-3,0 и соответствует гидрослюдам разной степени кристалличности - от деградированных до хорошо окристаллизованных разностей. Значения параметра $I_{002}/I_{001} = 0,1-0,28$ характерны для гидрослюд биотит-мусковитового типа и свидетельствуют о замедленном процессе постседиментационного преобразования глинистого вещества.

Mg-Fe хлорит присутствует в виде примеси. Его содержание не превышает 12%. Устанавливается он по рефлексу 14Å, который не изменяется при насыщении образца глицерином, усиливается после прокаливании при 600°C и разрушается вследствие обработки HCl.

Для Mg-Fe хлоритов с дефектной бруситовой сеткой после температурной обработки характерен переход закисного железа в окисное, т.е. частичная потеря гидроксильных ионов, сопровождающаяся сжатием хлоритов по оси c и, соответственно, изменением величины межплоскостного расстояния с 14Å до 13,5Å. Состав хлоритов определялся по соотношению интенсивностей базальных рефлексов, параметр b по данным электронной дифракции равен 9,22-9,23Å.

Смешанослойные образования I и IV типов, по Г.В. Карповой [3], диагностируются с помощью специальной обработки. Первому типу гидрослюдисто-монтмориллонитового состава соответствуют базальные рефлексы $d_{001} = 10,3 - 10,8 \text{ \AA}$. Обработка $MgCl_2$ дает максимум $d_{001} = 10,3-11,3 \text{ \AA}$, последующая обработка глицерином смещает его в область 9,8-9,7 Å, а после прокаливании при 600°C - $d_{001} = 10,05-10,15 \text{ \AA}$. Такие минералы относят к неупорядоченным смешанослойным образованиям и часто называют гидратированными гидрослюдами. Содержание набухающих слоев в них не превышает 30% и определяется по методике К.Уивера [12] и Б.П. Градусова [1].

Четвертый тип хлорит-вермикулитового состава характеризуется базальным рефлексом 14,0-13,8Å, не реагирующим на обработку глицерином. После прокаливании при 600°C наряду с гидрослюдистым 10Å пиком появляется рефлекс с $d = 11,6 \text{ \AA}$ в отличие от вермикулита с $d_{600^\circ C} = 12,6 \text{ \AA}$. Первому типу смешанослойных минералов присущ диоктаэдрический мотив структуры, четвертому типу - триоктаэдрический.

Присутствие диккита фиксируется ярким отражением $d = 4,28 \text{ \AA}$ и рядом острых рефлексов, характерных для моноклинной сингонии 3,92Å; 3,79Å; 3,43Å. После прокаливании диккит дает интенсивный диффузный рефлекс, равный 14Å. Диккит спорадически встречается в поровом пространстве песчаников верхнего визе на отдельных площадях северо-запада ДДВ и его распространение не всегда связано с глубиной залегания.

Исследование качественных и количественных вариаций минерального состава тонкодисперсной фракции терригенных пород по площади не выявило каких-либо закономерностей. Исключение составляют локальные изменения качественного состава на площадях Бережовской и Ярошевской, где в интервале глубин 3500-3600 м встречается до 25% Na-монтмориллонита. Изучение вертикальных вариаций фиксирует определенные закономерности в количественном распределении глинистых минералов снизу вверх по разрезу для глинисто-алевритовых пород. В нижней части разреза верхнего визе состав тонкодисперсной фракции пород представлен гидрослюдисто-каолиновой ассоциацией со средним содержанием каолинита 70%. Вверх по разрезу количества каолинита постепенно уменьшается до 40-30%, и в IX микрофаунистическом горизонте он составляет уже 5-10% фракции. Согласно результатам определения количественного соотношения глинистых минералов в парагенетических ассоциациях в зависимости от фациальной принадлежности пород (при условии низкого их эпи-

генетического преобразования) доля нормально-морских отложений вверх по разрезу верхнего визе увеличивается.

Для оценки степени катагенетического преобразования глинисто-го вещества была использована методика Д.Сегонзака [11]. Сущность ее заключается в том, что размер кристаллитов гидрослюды и степень их совершенства являются функцией постседиментационных преобразований исследуемых пород. Каждой стадии литогенеза соответствует определенный размер кристаллитов гидрослюды, вычисленный по формуле Шеррера $L = k/l - l_0$, где L - величина кристаллитов, l_0 - полуширина рефлекса эталона, l - полуширина рефлекса исследуемой фазы; k - коэффициент пропорциональности, исключая инструментальные погрешности.

Кристаллиты - это кристаллические зерна в различных поликристаллических образованиях, не имеющие ясно выраженной кристаллографической формы. К кристаллитам гидрослюды относятся обе ее морфологические разновидности, однако данная методика предполагает использование политапа $2M_1$. Зависимость параметра L от величины I_{002}/I_{001} свидетельствует об активности постседиментационных преобразований. Значения $L = 100 - 280 \text{ \AA}$ при $I_{002}/I_{001} = 0,11 - 0,28$ позволяют сделать вывод о том, что в настоящее время верхневизейские отложения находятся на раннекатагенетической стадии литогенеза со слабо развитым процессом замещения железа алюминием в решетке гидрослюды.

Слабое катагенетическое преобразование глинисто-алевроитовых пород верхнего визе дает возможность использовать количественные соотношения минеральных ассоциаций для определения фациальной принадлежности вмещающих пород. С этой целью построена треугольная диаграмма процентного содержания каолинита, гидрослюды и хлорита (рисунок). Анализ диаграммы подтверждает фациальные определения, сделанные в процессе описания кернового материала по известной методике В.И. Попова [7]. Отложения наземных озерно-болотных фаций отвечает преимущественно каолиновый состав: 70-100% каолинита, 0-25% гидрослюды, 0-5% хлорита. Фации авандельтовых отложений отличаются более разнообразными вариациями количественного состава: гидрослюды 40-60%, каолинита 30-55%, хлорита 5-10%. Морские волноприбойные фации представлены хлорит-гидрослюдистой ассоциацией с примесью каолинита не более 20%.

Метастабильные фазы смешанослойных образований, не подлежащие количественному определению, - характерный признак авандельтовых отложений. По К.Лука [10], Ж.Милло [6] и А.Г. Коссовской [5] гидрослюдисто-монтмориллонитовые смешанослойные образования, как и низкотемпературные политапы гидрослюды $1M_d$ и $1M$, являются звеном трансформации триоктаэдрических слюд. В то же время присутствие лабильных вермикулитовых пакетов в виде самостоятельного компонента и в составе смешанослойных хлорит-вермикулитовых образований свидетельствует о наличии полиморфной трансформации биотит-хлорит-смешанослойный хлорит-вермикулит-монт-

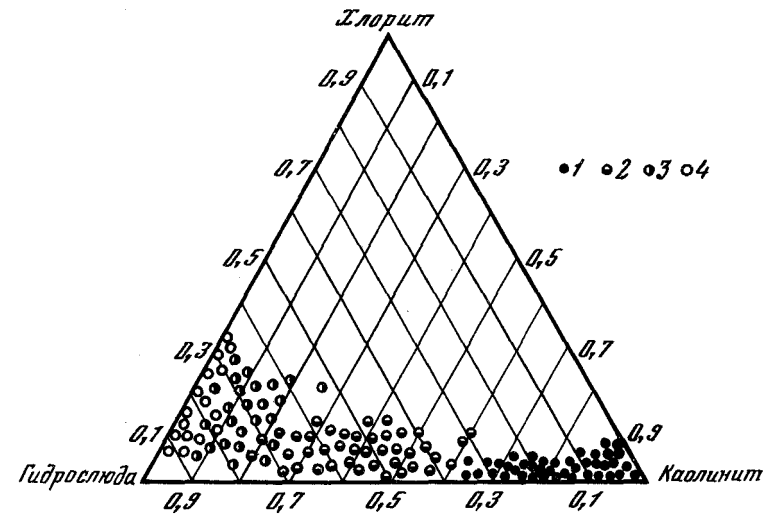


Диаграмма зависимости количественного состава минеральных парагенезов от фациального типа породы

Фации: 1 - озерно-болотной аллювиальной равнины, 2 - прибрежно-морские, 3 - авандельты, 4 - удаленно-морские, центрально-отстойные

мориллонит на стадии седиментогенеза и начального диагенеза. В позднем диагенезе и начальном катагенезе метастабильное состояние глинистых пород как бы зафиксировалось вследствие прекращения интенсивного водообмена, и, по-видимому, начался процесс положительной трансформации, интенсивность которого определяется геотемпературным градиентом района.

Наиболее сложным и дискуссионным остается вопрос о генезисе каолинита в глинисто-алевроитовых и песчано-алевроитовых породах верхнего визе. Анализ литературы и изучение результатов минералогических исследований разнофациальных отложений этого возраста в ДДВ позволяют сделать следующие выводы.

Триклинный каолинит совершенной структуры из отложений озерно-болотных фаций является аутигенным, образованным на стадии диагенеза. Несовершенный каолинит разной степени разупорядоченности по оси b - переотложенный диагенетический каолинит. Обычно он присутствует в авандельтовых отложениях и является спутником волноприбойных фаций. В отложениях аллювиально-русловых фаций, представленных песчано-алевроитовыми породами, каолинит преимущественно аллотигенного генезиса с наложенным процессом катагенетических преобразований. Если степень разупорядоченности аллотигенного каолинита была небольшой, то на стадии начального катагенеза в слабокислой среде он восстанавливал свою структуру путем изоморфной аггарадации. Если же разупорядочение сопровождалось разрывом водородных связей и в процессе аггарадации восста-

новление триклинного мотива структуры невозможно, то в тех же условиях начинался аутигенный рост кристаллов каолинита при наличии источника глинозема (калиевые полевые шпаты).

Конечным членом процесса изоморфной агградации каолинита является дикцит. Присутствие диккита в поровом пространстве коллекторов ряд авторов [4] связывают с гипогенным эпигенезом. Однако распространение диккита в нефтегазонасыщенных поровотрещинных коллекторах на глубинах более 4–5 км не является закономерностью. Так, на Велико-Бубновской площади дикцит встречается на глубине 3100 м; на площади Бережовской в интервале глубин 3980–4000 м распространен дикцит, а на глубинах 4350–4450 м – каолинит несовершенной структуры. И.Н. Ушатинский [9] отмечает, что процесс образования диккита интенсифицирует присутствие органики независимо от глубины залегания пород. Возможно, этому способствует приток энергии, выделяемой при окислении органики. Тем не менее дикцит не всегда можно использовать как индикатор глубинного эпигенеза.

Таким образом, качественный и количественный состав минеральных ассоциаций глинистой фракции обломочных пород верхневизейских отложений северо-западной части ДДВ определяется условиями седиментации вследствие низкой катагенетической переработки глинистого вещества, что дает возможность проследить эволюцию глинистых минералов от седиментогенеза до глубинного катагенеза с учетом *P-T* условий и химизма среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Градусов Б.П. Зависимость между значениями базальных рефлексов и содержанием слюдистых пакетов в смешанослойных образованиях слюда-сметитового типа. – Литол. и полезн. ископ., 1971, № 6.
2. Звягин Б.Б. Электронно-графическая и структурная кристаллография глинистых материалов. М.: Наука, 1964.
3. Карпова Г.В. Глинистые минералы и их эволюция в терригенных отложениях. М.: Наука, 1972.
4. Карпова Г.В., Тесленко-Пономаренко В.М. Гипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины). – Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5.
5. Коссовская А.Г. Типизация и генетическое значение смешанослойных минералов глины. – В кн.: Физические методы исследования осадочных пород. М.: Наука, 1968.
6. Милло Ж. Геология глины. Л.: Недра, 1968.
7. Попов В.И., Филиппов А.А., Макарова С.Д. Руководство по определению осадочных пород фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостехиздат, 1963.
8. Строение и условия осадконакопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1; 1961. Ч. 2.
9. Ушатинский И.Н., Зарин О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Тюмень, 1968. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 96).

10. Dunoer de Segonzac G., Bernoule G. Diagenese of metamorphisme des argiles dans le Rhetien sudalpin et Austro-alpin (Lombardie et Crisons). – Bull. Soc. geol. France, 1976, vol. 18, N 15.
11. Lucas C.J. La transformation des mineraux argileuse dans la sedimentation. Etudes sur les argiles du Trias. – Mem. Serv. carte geol. Alsace et Lorraine, 1962, N 20.
12. Weaver C.E. The distribution and identification of mixed layer clays in sedimentary rocks. – Amer. Mineral., 1956, vol. 41, N 3/4.

УДК 551.3.051:551.763 (234.421.1)

В.В. Даныш, Я.О. Кульчицкий, П.Ю. Лозыняк К УСЛОВИЯМ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ УКРАИНСКИХ КАРПАТ В МЕЛУ

Складчатые Карпаты – северное ответвление Средиземноморской геосинклинальной системы, сложены в основном мощным (4–5 км) комплексом карбонатно-терригенного и терригенного флиша мелового и палеогенового возраста. Непосредственно интересующая нас восточнокарпатская часть геосинклинальной области зародилась в поздней юре и сформировалась на сложно построенном основании, особенности строения которого во многом предопределили основные черты возникающего геосинклинального прогиба.

В строении домелового фундамента принимают участие мощные разновозрастные толщи метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований геосинклинального типа, неоднократно подвергавшихся процессам складчатости. Буровыми работами юго-западнее линии Рава-Русская – окрестности Львова – Слободка Лесная на глубине 1600–2000 м под юрскими отложениями выявлено складчатое сооружение, сложенное слабо метаморфизованными рифейскими и нижнепалеозойскими образованиями. Серые и красные филлиты рифея (возраст метаморфизма 520±19 млн. лет), в частности, обнаружены непосредственно под отложениями неогена в северо-западной части Внешней зоны Предкарпатского прогиба (в районе Ходнович).

Подвижная область рифейд, несомненно, продолжала развиваться в раннем палеозое, на что указывает наличие под платформенным мезозойским чехлом в районе Рава-Русской на глубине 1227 м интенсивно дислоцированных отложений силура мощностью до 1000 м. Эти данные послужили основанием для выделения таких крупных структурных единиц, как Лежайский массив (байкалиды), Кохановская (ранние каледониды) и Рава-Русская (поздние каледониды) зоны.

Наличие байкалид и каледонид в основании Внешней зоны Предкарпатского прогиба дает основание предположить, что в геологическом строении фундамента расположенной к югу области Украин-

ских Карпат принимают участие байкальские, каледонские и герцинские структуры. Нет сомнения, что Восточно-Карпатский флишевый трог с севера окаймляла гряда байкалид и каледонид (Добруджинско-Сандомирский вал, по Р.Зуберу), служившая одним из основных поставщиков обломочного материала на протяжении мела и палеогена.

Фундаментом Закарпатского внутреннего прогиба является продолжение центральнокарпатских структур (татровепориды). На крайнем юго-востоке древние кристаллические породы выходят на поверхность в районе Рахова и Чивчин. Данные изучения метаморфического комплекса Мармарошского массива показывают, что в раннем палеозое значительная часть южной территории Восточных Карпат представляла собой эвгеосинклиналичную область, в пределах которой шло интенсивное накопление осадков аспидного и флишеидного типов, сопровождавшееся активными проявлениями вулканизма. Предорогенная стадия в раннем карбоне ознаменовалась внедрением синорогенных интрузий гранодиоритов, представленных сейчас ортогнейсами менчульского типа.

После общей инверсии герцинской эвгеосинклинали местами накапливались средне- и верхнекаменноугольные отложения, напоминающие нижние молассы. Их образование шло одновременно с внедрением небольших интрузий биотитовых плагиогранитов.

Возникшая в результате герцинских движений расчлененная горная страна подверглась в дальнейшем интенсивным процессам денудации. В перми и в триасе на ее территории возникают замкнутые и полузамкнутые лагуны, в которых накапливаются грубообломочные, пестроцветные, карбонатные и местами галогенные отложения. Более северная часть Восточных Карпат в то же время оставалась приподнятой и входила в состав крупного барьера (Видолицийско-Бескидский вал, по Д. Андрусову), разделявшего Польский и Средиземноморский бассейны.

После герцинского орогенеза в триасе и ранней юре намечается период общего покоя и стабилизации, близкий к квазиформенной стадии развития. Учитывая, однако, наличие в юре проявлений офиолитового магматизма, а также строго выдержанную линейную ориентировку зон поднятий и опусканий, более правильным представляется считать эти условия, вслед за В.Е. Хаиным и В.И. Славным, лептогеосинклиналичными, в понимании Р. Трюмпи.

В позднеюрское время жизнь лептогеосинклиналичной области заметно изменяется. На протяжении оксфорда и кимериджа в пределах Мармарошского массива и Пенинского пояса идет накопление сравнительно маломощных пестроцветных кремнистых алевролитов, аргиллитов, радиоляритов и яшм. Большое количество радиолярий в породах косвенно указывает на значительные глубины бассейна осадконакопления. Повышенные содержания SiO_2 , столь необходимые для массового развития радиолярий, обеспечивала вулканическая деятельность, следы которой находим в виде прослоев туфов и туффитов в составе пестроцветного комплекса болтагульской свиты.

В кимеридже в области Пенид и Мармароша возникает поднятие, разделившее геосинклинали на две части: северную и южную. Се-

верная (внешняя) превращается со временем во флишевый трог шириной более 200 км, в котором на протяжении всего мела и палеогена идет накопление мощного терригенного флиша. Вся эта область обладает всеми признаками типичной миогеосинклинали. В пределах южной (внутренней) части, опущенной по разрывам и в настоящее время скрытой под неогеновыми молассами Закарпатского прогиба, в раннем мелу возникают условия, близкие к эвгеосинклиналичному режиму. Эта область от расположенной к северу миогеосинклинали отличалась меньшими размерами и менее интенсивным прогибанием.

Обе части отличаются историей геологического развития, что наглядно подтверждают данные формационного анализа. В южной, тектонический режим развития которой может быть назван эвгеосинклиналичным зачаточным, на ранней стадии формируются спилит-кератофировая и аспидная формации, на средней — флишевая и в заключительную стадию — молассовая формация. В расположенной к северу миогеосинклинали предполагается наличие образовавшейся в начале раннемелового времени маломощной аспидной (граувакковой) формации префлиш, в понимании польских и чехословацких геологов, и хорошо выделяются флишевая и молассовая стадии развития. Следы ощутимой вулканической деятельности (пластовые тела диабазов) встречаются только в меловом флише южной части миогеосинклинали (руч. Тростянец, гора Петрос и др.).

Формированию геосинклиналичной области во многом способствовало наметившееся еще в палеозое расчленение Пракарпат на серию продольных блоков, наличие которых во многом предопределило линейную вытянутость структурно-фациальных зон.

На характер распределения меловых осадков громадное влияние оказали зародившиеся в его пределах островные поднятия и, в первую очередь, Срединная и Куманская кордильеры. Кордильерные поднятия ограничивались разломами глубокого заложения, периодическая активизация которых способствовала возрождению уничтоженных денудацией поднятий.

В начале раннего мела область Украинских Карпат прогибалась медленно, и средняя скорость осадконакопления на большей части территории не превышала 2 см в 1000 лет¹. Максимальное прогибание в раннем мелу испытывала Раховская зона (зона Чахлэу), на территории которой в течение 1000 лет накапливалось 6–6,4 см осадка. Со временем интенсивность прогибания и осадконакопления постепенно увеличивается, причем в Силезской и Скибовой зонах в олигоцене скорость осадконакопления достигает 35 см в 1000 лет. Прогибание дна флишевого трога было неравномерным, и максимальные значения нисходящих движений во времени постепенно перемещались с юга на север, т.е. из Раховской зоны (ранний мел) в Силезскую и Скибовую зоны (олигоцен).

¹ При расчетах принимались во внимание мощности уплотненных (т.е. прошедших стадию литогенеза) осадков. Естественно, полученные данные являются заниженными и их следовало бы увеличить по крайней мере на 20–30%.

Флишевая формация представляет собой циклически построенный полифациальный комплекс, в разрезе которого отмечается повторение двух основных литологических толщ: 1) темноцветных битуминозных песчано-глинистых пород, с которой флишевая формация и начинается (нижнемеловые спасская и шипотская свиты), и 2) переслаивающихся (иногда с мощными пачками грубослойных песчаников) песчано-глинистых и реже карбонатно-терригенных пестроцветных отложений. Каждая из них знаменует определенный цикл осадконакопления более низкого порядка, чем флишевая стадия в целом (последняя охватывает промежуток времени от зарождения флишевого трога до складчатых движений на рубеже олигоцен и миоцена). Отдельные подформации представляют собой тесно сопряженные фациальные разности, которые могут по простиранию друг друга замещать (например, черные битуминозные менилитовые отложения замещаются серыми кросненскими слоями и т.д.).

В разрезе подформации на фоне закономерного переслаивания небольшого количества составных элементов (песчаник → алевролит → аргиллит) намечаются отдельные небольшие по мощности и повторяющиеся по разрезу многослой (циклотемы, ритмы). Ритмичность флиша, без сомнения, была обусловлена периодически повторяющимися явлениями. Расчеты показывают, что для карпатского флиша длительность этих периодов 1200–20000 лет, причем подавляющее количество ритмов соответствует периодам 4000–7000 лет. Отчетливо выраженное асимметричное строение ритмов (гемицикличность), состоящих только из трансгрессивной части циклотемы, приводит к выводу, что значительная часть терригенного флиша образовалась за счет мутьевых потоков. При этом уместно подчеркнуть, что карпатская флишевая формация — полифациальное образование, в составе которого принимаю участие как глубоководные, так и мелководные морские осадки. Одно из косвенных доказательств этому — быстрая литолого-фациальная изменчивость разновозрастных флишевых толщ.

Как мы уже упоминали, литофации триаса и юры характеризуют собой тектонический режим, несвойственный типичным геосинклинальным областям. Интересно, что подобный режим сохранялся в Пьенинской зоне почти на протяжении всего мела. В ее пределах накапливались преимущественно известковистые и мергелистые отложения, резко отличающиеся от типичного флиша. По-видимому, и на остальной территории процесс флишеобразования начался в разное время, хотя зарождение флишевого трога связывают с началом ранневаланжинского времени. Однако вряд ли можно утверждать, что флишеобразование началось в раннем валанжине сразу же на всей территории нынешней складчатой области. Подфлишевый фундамент задолго до зарождения Карпатской геосинклинали был расчленен на серию прощольных блоков, и, естественно, погружение их не было одновременным. Из известных нам наиболее древних флишеобразований заслуживают внимания карбонатно-терригенные отложения каменнопотокской свиты Радомирской единицы, накопление которых началось уже в позднем титоне-берриа-

се. Флиш валанжина-готерива в Суховской и Раховской зонах представлен песчано-глинистыми и карбонатно-терригенными породами белотисенской и раховской свит. В составе последних известны пластовые тела диабазов, свидетельствующие о проявлениях вулканизма. В более северных структурно-фациальных зонах следует допускать накопление флишеобразных толщ, сходных с тешинскими слоями Западных Карпат.

На протяжении готерива и баррема условия осадкообразования оставались обшими почти для всей интересующей нас части Карпатской геосинклинали. Неровности дна и сейсмические толчки вызвали подводное оползание осадков. Главными источниками сноса осадочного материала служили: на юге — Мармарошская гряда, сложенная протерозой (?) — палеозойским комплексом, а на севере — продолжение Лежайского массива (байкалиды) и структуры каледонской консолидации с перекрывающим их чехлом нижнемезозойских пород. Эти структуры отделяли флишевой трог от расположенного к северу узкого эпиплатформенного пролива, в котором шло накопление мелководных глинисто-известковистых отложений ставчанской свиты.

Мармарошский массив в готериве становится областью денудации. В барреме-раннем апте в зоне Мармарошских утесов местами отлагаются терригенно-карбонатные и рифогенные образования ургонской фации (каменелинские слои). В Раховской зоне продолжается накопление более грубообломочных пород вовчинской свиты, а в Суховской — образуется ритмичный и тонкоритмичный песчано-глинистый флиш белотисенской свиты. На остальной территории Карпат отлагаются темноцветные кремнисто-глинистые образования шипотской (слои Аудиа) и спасской свит.

В апте в Предкарпатье и на Подолии фиксируется перерыв в осадконакоплении, который продолжался до позднеальбской трансгрессии, а на территории Закарпатского прогиба в это время идет формирование темноцветных глинисто-карбонатных пород. В апте и альбе заметное поднятие испытала Мармарошская гряда, в связи с чем вблизи нее в Мармарошской, Раховской и Суховской зонах временами накапливаются грубообломочные отложения (броньковские, богданские и другие конгломераты). По-видимому, в то же время усилился размыв и других источников сноса, о чем свидетельствует увеличение песчаности аптско-альбского флиша Черногорской, Дуклянской, Силезской и Скибовой зон.

Образовавшиеся тогда тершовские песчаники северной части Скибовой и Бориславско-Покутской зон при благоприятных структурных условиях могут явиться хорошими коллекторами для накопления залежей нефти и газа.

В сеномане и раннем туроне характер осадконакопления во флишевом троге выравнивается и почти повсеместно формируются сравнительно однотипные отложения, в нижней части, как правило, представленные пестроцветными глинистыми породами (яловецкая и суховская свиты, пестроцветный горизонт головнинской свиты и др.), в которых наблюдаются мелкие сидеритовые и кремнистые конкреции с повышенным содержанием марганца, никеля, сурьмы и

мышьяка. В аргиллитах, кроме фораминифер, часто встречаются радиоларии и спикулы губок, что указывает на более глубоководный характер осадконакопления.

Начиная с позднего турона троговая область испытала довольно заметную перестройку. В пределах обширного до того бассейна обособились частные прогибы, разобщенные внутригеосинклинальными поднятиями—кордильерами. Возникла обстановка, способствовавшая накоплению линейно вытянутых вдоль трога разнотипных литолого—фациальных толщ.

В сеноне еще более воздымаются Силезская и Куманская кордильеры и к северу от Бачавской зоны приподнимается Срединная островная гряда, начавшая поставлять дополнительное количество обломочного материала. Заметный рост ранее существовавших внутригеосинклинальных поднятий и возникновение новых знаменуют собой этап интенсивной тектонической активности, сопровождавшейся вулканической деятельностью (тремя толщами диабазов, туфы и туффиты в долиньской, черногорской и стрыйской свитах). Поднятие кордильер шло неравномерно. Различный наклон отдельных блоков, их смещение в пространстве и различная амплитуда поднятий существенно влияли на палеогеографическую обстановку осадконакопления. Только в Мармарошской и Пьенинской зонах по—прежнему продолжалось начавшееся еще в раннем туроне накопление красных мергелистых пород пуховской свиты, которое только в конце сенона сменяется образованием тонкоритмичного флиша. Более интенсивное поступление терригенного материала в других структурно—фациальных зонах обусловило формирование разнотипных флишевых толщ с заметным увеличением роли песчаников в их разрезе (скуповская и черногорская свиты в Черногорской зоне, березнянская свита в Дуклянской зоне).

Главными источниками сноса в то время служили ограничивавший на севере флишевый трог Лежайский массив, а внутри — кордильерные поднятия и расположенная на юго—востоке Мармарошская суша. Это предположение, в частности, подтверждают имеющиеся данные о направлениях палеотранспорта. Во время образования отложений стрыйской свиты преобладали юго—восточные палеотечения, в то же время в Дуклянской зоне они были направлены на запад и юго—запад, причем вблизи внутригеосинклинальных островных поднятий фиксируются значительные отклонения. Этот интересный вопрос требует дальнейшего изучения, ибо с сенонскими отложениями связаны залежи газа в Предкарпатском прогибе (Угерское, Бильче—Волицкое месторождения) и скопления нефти в породах стрыйской свиты (Космачское, Бориславское, Сходницкое месторождения).

Считаем уместным еще раз подчеркнуть, что образование флишевого комплекса Восточных Карпат в мелу предопределялось спецификой тектонической обстановки. В раннем мелу тектонические процессы протекали более спокойно, и в это время формировались близкие по составу отложения. В последующую поздне меловую стадию усиление тектонической активности привело к расчленению геосинклинали на частные трог и вызвало образование различных литофациальных единиц.

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ И ПОКРЫШЕК

УДК [55.001.57:553.98.23]:551.375(477.5)

В.А. Бабадаглы

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ПЛАСТОВЫХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО—ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ)

Эффективность геологического моделирования пластовых резервуаров определяется нашей способностью прогнозировать локализацию зон сохранения первичной, а также образования вторичной пористости в осадочных породах различного состава и генезиса. Степень оптимизма у исследователей, занимающихся прогнозированием вторичной пористости, варьирует в значительных пределах, столь же разнятся предлагаемые модели.

В. Шмидт с соавторами [17], изучавшие вторичную пористость в терригенных породах нефтегазоносных бассейнов Канады, пришли к выводу о том, что распределение пор вторичного происхождения не обязательно прямо связано с фациальной обстановкой осадконакопления или историей геологического развития разреза и поэтому с трудом прогнозируется, а иногда такой прогноз вообще невозможен.

Приведем цитату из работы Г.В. Карповой, В.М. Тесленко—Понмаренко [17, с. 76]: "На глубинах свыше 6—7 км в ДДВ высокими коллекторскими свойствами будут обладать осадочные породы у долгоживущих тектонических нарушений и соляных штоков, где формируются проницаемые зоны подтока глубинных флюидов и осуществляется перераспределение минерального вещества". Для иллюстрации приводятся сведения по Гадячскому месторождению, где в интервале 4—5 км "максимальные значения пористости и проницаемости и, соответственно, наиболее интенсивное развитие вторичного порового пространства свойственно отложениям приразломных зон, а в остальных участках коллекторские свойства очень низкие и залежи углеводородов отсутствуют" (там же, с. 75).

В рассмотренной работе приведены конкретная модель образования вторичной пористости — растворение карбонатного цемента песчаников в зонах разгрузки глубинных (гидротермальных) агрес-

сивных углекислых растворов, а также конкретное предложение: искать хорошие коллекторы на больших глубинах вблизи зон тектонических нарушений. Напомним, что объектом исследований авторов были кварцевые олигомиктовые песчаники нижнего карбона.

Действительно, на ряде разведочных площадей и месторождений ДДВ песчано-алевроитовые породы нижнего карбона, вскрытые на глубинах около 5 км, демонстрируют высокие емкостные и фильтрационные свойства (пористость 10–15%; проницаемость 500–2000 мД).

Многие исследователи подчеркивают [6] первичность пористости платформенных кварцевых песчаников, которая для средне- и крупнозернистых разностей сохраняется, например в условиях ДДВ, на стадиях углефикации Ж и К в пределах 10–20%. В качестве одного из примеров А.А. Ханин и М.И. Колоскова [6] приводят крупно- и среднезернистые олигомиктовые песчаники верхнего визе, вскрытые на упоминавшейся Гадячской, а также Артюховской и Чижевской площадях на глубинах 4600–4900 м. По данным П.А. Карпова и др. [6], для полимиктовых разностей песчаников с той же гранулометрической характеристикой максимальные значения пористости на стадии углефикации К не превышают 10%.

Наблюдаемая в нижнекаменноугольных отложениях ДДВ на глубинах 4–5 км прямая зависимость между пористостью и эффективной мощностью коллектора (рис. 1) подтверждает выводы, сделанные на западносибирском материале Т.И. Гуровой о том, что на глубинах свыше 2500 м независимо от фациальной принадлежности лучшие коллекторы расположены в срединной части мощных (свыше 10 м) песчаных пластов, в участках развития грубо-, крупно- и среднезернистых пород с хорошей сортировкой обломков, с незначительной примесью первичного глинистого цемента. Это либо палеотмели, либо зоны подводных течений, либо стержневые части русел палеорек. Таким образом, считает Т.И. Гурова, для прогнозирования зон развития промышленных коллекторов на глубинах ниже 2500 м необходимы детальные литолого-фациальные исследования с целью выявления участков распространения более крупнозернистых пород с количеством цемента менее 10% и песчаных пластов мощностью 10 м и более.

В качестве первой посылки из приведенных выше сведений следует, что на глубинах порядка 5 км в мономинеральных и олигомиктовых песчаниках ДДВ одинаково вероятно как сохранение первичной пористости в мощных пластах, так и возникновение вторичной пористости вне зависимости от мощности пласта, но обязательно вблизи зон интенсивного подтока глубинных флюидов. Обратимся к фациальным построениям некоторых упомянутых выше авторов, в частности В.А. Кривошея и В.М. Тесленко-Пономаренко [9].

По их мнению, верхневизейские песчаники северной прибортовой зоны центрального сегмента ДДВ имеют прибрежно-морской баровый генезис. В пользу этого соображения приведены данные о локализации максимумов мощностей песчаных тел вблизи антиклиналь-

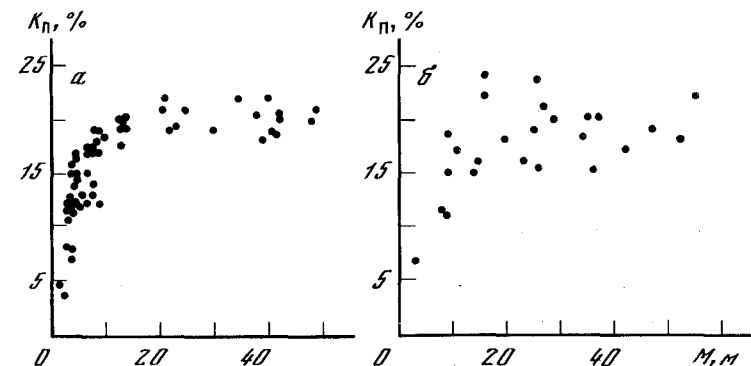


Рис. 1. Диаграмма зависимости открытой пористости (K_p) от эффективной мощности коллектора (M) для нижнекаменноугольных отложений месторождений Великобубновского (а) и Софиевско-Березовской зоны (б)

ных структур и валлообразных поднятий", а также наличие у них плоской подошвы и выпуклой кровли. Каких-либо палеогеоморфологических и литофациальных построений, подтверждающих подобные выводы, указанные авторы не дают.

Для прибрежно-морской баровой седиментационной модели пластовых резервуаров характерно сосредоточение максимумов мощности песчаников не "вблизи антиклинальных структур", а на их сводах, причем в палео-, а не современном их плане. Явление это хорошо изучено в морском мезозое Западной Сибири [12].

Выполненные в УкрНИГРИ исследования палеогеоморфологических условий накопления визейско-серпуховских продуктивных песчаных пластов северо-западной и центральной частей ДДВ [1, 10] (см. статью Я.Г. Лазарука и С.Ю. Пекунa в наст. сб.) подтвердили высказывавшиеся ранее представления об аллювиальном генезисе подугольных песчаников паралитических угленосных ритмосерий нижнего карбона ДДВ и Донбасса [3, 13].

В часто повторявшиеся фазы регрессий речные палеодолины возникали вдоль зон конседиментационных разломов и синклиналей. Поэтому с такими зонами связаны максимумы мощностей песчаных линзовидных пластов визейско-серпуховского разреза. В подошве этих линзовидных пластов часто фиксируются эрозионные врезы, а максимумы мощностей сопровождаются, как правило, появлением крупно- и грубозернистых разностей песчаников (рис. 2).

На сводах ненарушенных конседиментационных брахиантиклиналей мощность аллювиальных песчаников редуцируется до замещения глинисто-алевроитовыми литофациями. В случае пересечения свода структуры конседиментационными разрывами вдоль последних прослеживаются локальные аномалии мощностей песчаников.

Приуроченность мощных песчаных тел к зонам долгоживущих каменноугольных тектонических нарушений заставляет искать причины

сохранения в них на глубинах 4–5 км хороших емкостных и фильтрационных свойств не в агрессивном воздействии на цемент гидротермальных растворов, а прежде всего в сохранении здесь первичной пористости грубо- и крупнозернистых разностей в срединной части пластов, менее всего затронутых процессами вторичной минерализации.

Рассмотрим в связи с этим проблему прогнозирования в данном регионе вторичной пористости на больших глубинах. Образование ее в песчаниках нижнего карбона связывается с растворением карбонатных минералов цемента, разложением обломочных зерен полевых шпатов, процессами агградации каолинового компонента цемента. Начнем с первой причины.

По данным Л.П. Швая [15], среднее содержание свободной и водорастворенной углекислоты в подземных водах карбона и девона ДДВ не превышает 3% и углекислота имеет биохимическое происхождение. Воды нижнего карбона и девона хлор-кальциевые, среди них наиболее высокой концентрацией солей (до 330 г/л) и сульфатностью выделяются воды нижней и верхней соленосных толщ девона.

Изучение латеральных вариаций содержаний CO_2 в подземных водах нижнего карбона на хорошо разбуренных локальных поднятиях (Погаршинский свод) с большим количеством тектонических нарушений показывает отсутствие связи локальных аномалий с зонами разломов. Например, в водах пласта В-15 (верхний визе) в скв. 101, расположенной вблизи нарушения, содержание свободной CO_2 2,61%, а в скв. 117– 4,35%, хотя расположена она далеко от разломов.

Приводимые некоторыми авторами [7, 9] сведения об увеличении с глубин 3–3,5 км содержания в составе каменноугольных вод центральной части ДДВ углекислоты и гидрокарбонатного иона легко объяснимо. Ведь именно с глубин 3–3,5 км скважины вскрывают угленосный комплекс нижнего карбона (максимум содержания $\text{C}_{\text{орг}}$), к тому же являющийся вмещающим нефтяных и газовых месторождений (поступление CO_2 за счет окисления углеводородов).

Если принять точку зрения о ювенильной природе CO_2 в водах палеозоя ДДВ [8], то не понятно, почему в водах девона содержание углекислоты падает по сравнению с таковым вод карбона, в то время как оно должно возрастать по мере приближения к ювенильным источникам.

Мы полагаем, что агрессивные пластовые флюиды, формировались, скорее всего, в связи с процессами преобразования и перераспределения вещества в самой нижнекаменноугольной толще, а не за счет подтока глубинных флюидов по разломам. В этом отношении чрезвычайно интересен факт локализации зон вторичной пористости в глубоко залегающих визейских песчаниках Опощанского и других месторождений центральной части ДДВ по периферии зон первичной пористости в контуре залежей углеводородов.

Очевидно, что в мощных линзовидных пластах песчаников зоны первичной пористости в крупно- и среднезернистых разностях служили

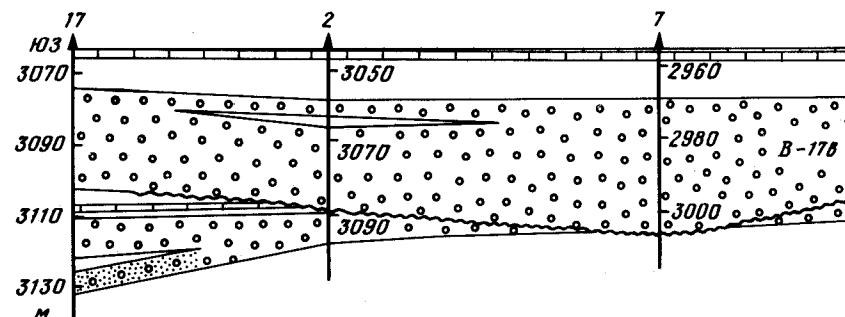


Рис. 2. Палеогеоморфологическая ситуация накопления продуктивного пласта В-17в Великобубновского месторождения

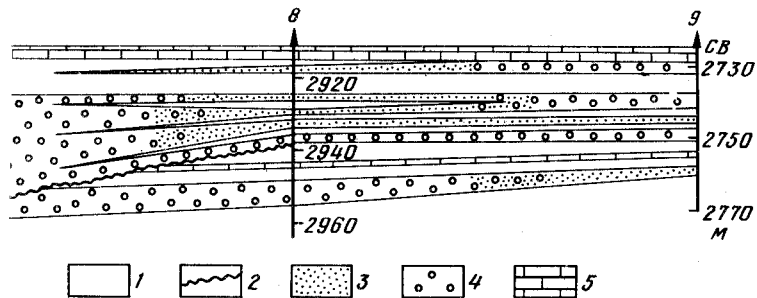
1 – глинисто-алевритовые породы; 2 – поверхность эрозионного вреза; 3 – уплотненные малопроницаемые песчаники; 4 – проницаемые разности песчаников; 5 – известняки

подводящими каналами для агрессивных пластовых вод. Последние приносили углекислоту, образующуюся за счет разложения $\text{C}_{\text{орг}}$ и пластового окисления жидких и газообразных углеводородов, и это способствовало децементации мелко- и тонкозернистых песчаников. В какой-то мере нефть и газ, поступая в пласты песчаников, сами создавали для себя дополнительные вторичные емкости.

Имеются ли у нас минералогические свидетели поступления в нижнекаменноугольные отложения глубинных флюидов? Да, имеются. Например, в ряде разрезов рентгеноструктурным анализом зафиксировано присутствие в нижнекаменноугольных песчаниках включений галита (скв. 233 Лысогоровская, нижний визе), гипса (скв. 244 Лысогоровская, турне, нижний визе), ангидрита (скв. 1 Иваницкая, верхний визе). Минералы эти чужды угленосной толще нижнего карбона и явно заимствованы из подстилающих эвапоритов девона. Однако такие факты малочисленны. Напомним, что большинство локальных поднятий ДДВ скрытосолянокупольные, т.е. в их пределах мощность девонских солей аномально высокая, разрывные же дислокации сосредоточены в надсолевом чехле.

Г.В. Карпова и В.М. Тесленко-Пономаренко [7] перечисляют среди гипогенно-эпигенетических минералов кварц, каолинит, диккит, кальцит, доломит, анкерит, брейнерит, пистомезит, сидероплезит, сидерит, ангидрит, барит, галенит, сфалерит, пирит, твердые углеродистые соединения (керит, антракосолит). Наиболее распространенными из них являются каолинит, диккит, кальцит, доломит, анкерит и сидерит.

Все перечисленные карбонаты присутствуют в разрезе нижнего карбона в пластовом залегании, и выполнение ими трещин дробленых в зонах разломов пород может быть вполне объяснимо внутрiformационным перераспределением вещества. Образование сульфидов в диагенезе (пирит), а также в катагенезе в ореоле залежей углеводородов достаточно подробно описано в литературе.



Гидрогеохимические, геотермические и другие доказательства наличия эпизодического поступления девонских флюидов в верхние этажи осадочного чехла по зонам разломов приведены Л.П. Шваем [15]. Вместе с тем нельзя отрицать и очевидных фактов металлогенической гидротермальной активности недр ДДВ – Донбасса в виде промышленных или рассеянных скоплений ртути и других металлов в породах осадочного чехла. Необходимо констатировать и то, что залежи углеводородов и продукты гидротермальной деятельности, имея совершенные различные источники происхождения, могут в условиях обилия дизъюнктивных нарушений пространственно совмещаться. Однако подводить под пространственный парагенез общий генетический знаменатель, как это пытаются иногда сделать [2], связывая с гидротермальной деятельностью и привнос металлов, и поступление углеводородов в породы чехла, и образование вторичной пористости, значит идти от идеи к фактам с соответствующим искусственным их отбором.

Обратимся к связи вторичной пористости с процессами агградации каолинита. Ряд авторов [4, 5], описывающих стадийные изменения песчано-алевритовых пород нижнего карбона ДДВ, подчеркивают образование в них катагенетического крупнопакетного каолинитового цемента, возникающего в связи с перекристаллизацией гидрослоды в условиях повышенной кислотности пластовых флюидов.

При этом игнорируется тот факт, что при накоплении гумидных угленосных толщ происходит значительный по масштабам процесс переотложения в аллювиальных песчаниках каолинита при размыве реками озерно-болотных отложений и каолинитовых кор выветривания на водоразделах. В связи с этим уже на стадии седиментогенеза каолинит был ведущим компонентом тонкодисперсной фракции подугольных песчаников паралитических ритмосерий нижнего карбона ДДВ.

Обобщение данных по фазовому составу глинистой фракции терригенных пород нижнего карбона указывает, что при равных термобарических и гидрохимических условиях в визейско-серпуховских песчаниках центральной части ДДВ каолинитовый компонент цемента характеризуется высокой степенью совершенства структуры, тогда как аналогичные породы в северо-западной части впадины содержат как совершенный (триклинный), так и несовершенный (моноклин-

ный) каолинит. Отметим, что подобная закономерность прослежена и для каолинитового компонента глинисто-алевритовых пород. С позиций аллювиально-дельтового генезиса визейско-серпуховских песчаников это объясняется следующим образом. В центральной части ДДВ (с некоторым смещением к юго-западному борту) фиксируется максимум поздневизейского угленакпления, который, видимо, отвечает положению надводной дельты одновозрастной аллювиальной системы. Действительно, именно к юго-востоку от этого района быстро меняется характер визейско-серпуховского разреза, приобретающий "флишoidalный", присущий подводнодельтовым построкам, облик. Степень структурной разупорядоченности каолинита находится в прямой зависимости от дальности его механической транспортировки аллювиальными водами. Аутигенный триклинный каолинит кислых почв болот надводной дельты перемещался при переотложении на небольшое расстояние (Ж. Милло показано, что из-за крупности кристаллов каолинит не выносятся за пределы речной дельты), и структурная деградация его была незначительной. Это, в свою очередь, не препятствовало агградации каолинитового компонента в раннем катагенезе. В средней и верхней частях речной палеодолины русловыми водами перемещался и здесь же захоронялся каолинит, заимствованный из кор выветривания водосборов и болотных почв краевых частей палеодолины. В обоих случаях каолинит перемещался на значительные расстояния и структурная деградация его могла достичь той степени, которая препятствовала процессам агградации этого компонента в раннем катагенезе.

Таким образом, при определенном участии процессов синтеза каолинита формирование крупнопакетных агрегатов этого минерала осуществлялось в катагенезе в основном за счет агградации каолинита первично-седиментационной глинистой матрицы аллювиально-русловых песчаников. Степень законченности агградации зависела, как следует из приведенных материалов, от локализации песчаников в общей инфраструктуре аллювиально-дельтовой системы. Подобное обстоятельство придает фаціальную направленность прогнозированию зон вторичной пористости, связанной с процессами агградации каолинита.

Отметим в связи с изложенным, что появление в разрезах центральной части ДДВ на глубинах 4800–5000 м в цементе песчаников диккита можно рассматривать как результат дальнейшего преобразования каолинита. Подобным образом объясняют генезис диккита А.Е. Родионова и М.С. Ковальская [11], изучавшие этот минерал в породах среднего карбона Донбасса. Вместе с тем материалы исследований аутигенного минералообразования продуктивных горизонтов мезозоя Западной Сибири [14] показывают возможность ускорения процесса трансформации в ряду совершенный каолинит – диккит и возможность синтеза диккита в контуре залежей углеводородов.

Обратимся к другому фактору, способствующему образованию вторичной пористости. Несмотря на преобладание мономинеральных кварцевых разностей, в одних и тех же горизонтах вдольбортовых раз-

резов наблюдается значительная изменчивость минерального состава скелетной части визейско-серпуховских песчаников. Появление линз и прослоев песчаников, содержащих иногда, особенно в южных прибортовых разрезах, значительное (до 40%) количество обломочных полевых шпатов, а также вулканического материала, вполне согласуется с наличием мелких терригенно-минералогических подпровинций, создаваемых правыми и левыми притоками ранневизейской и визейско-серпуховской палеорек. Подобная терригенно-минералогическая зональность почти не изучена (до уровня составления пластовых карт), а между тем она, по-видимому, оказывает определенное влияние на формирование первичных и особенно вторичных емкостных свойств песчано-алевроитовых пород. В катагенезе разрушение зерен полевых шпатов и обломков эффузивных пород является, с одной стороны, источником Al_2O_3 для агградации и синтеза каолинового компонента цемента, с другой – источником появления вторичной пористости [6].

Из приведенных выше материалов следует, что прогнозирование зон первичной и вторичной пористости глубокозалегающих терригенных коллекторов нижнего карбона ДДВ должно начинаться с детальных литолого-палеогеографических построений. Фациальные, литофациальные карты, а также карты терригенно-минералогической зональности необходимо составлять для максимально узких горизонтов разреза (продуктивный пласт). Изучение стадийных литогенетических изменений терригенных пород без знания их фациальной принадлежности и направленности минеральных преобразований седиментогенеза и диагенеза приводит к существенным ошибкам.

В полной мере это относится и к проблеме генезиса аномально высоких пластовых давлений. Рассмотрим два примера. В визейско-серпуховских отложениях ДДВ аномально высокие пластовые давления (АВПД) зафиксированы только в районе, расположенном к юго-востоку от Погаршинского свода, где прослеживается быстрое увеличение мощности визейско-серпуховского разреза и где песчаники продуктивных пластов расслаиваются мощными пачками аргиллитов, приобретая при этом линзовидный характер залегания. В итоге нижнекаменноугольные отложения имеют в этом районе упомянутый выше "флишоидный облик". Появление здесь АВПД совершенно закономерно, ибо все перечисленные признаки характеризуют мощную дельтовую постройку раннекаменноугольной Припятско-Днепровской реки. Такие постройки сложены преимущественно глинисто-алевроитовыми породами. Это понятно, если вспомнить, например, что ежесуточный твердый сток такой крупной реки, как Миссисипи, составляет 1–1,5 млн. т, из которых 50% приходится на глины, 48% – на алевроиты и только 2% – на пески [18]. Этот же автор указывает, что скорость седиментации в дельте р. Миссисипи – около 40–50 см/год.

Таким образом, в дельтовых постройках происходит очень быстрое захоронение огромных масс сильно обводненных нелифитированных глинисто-алевроитовых осадков, содержащих резко подчиненные по мощности линзовидные песчаные прослои. Уже в диагенезе

во время первой стадии дегидратации отжим из глин и алевроитов легкоподвижной воды ведет к образованию грязевого вулканизма, хорошо изученного в современной дельте р. Миссисипи [16], а также АВПД в линзах песчаных пород. Характерное для дельтовых глинисто-алевроитовых пород "тонколашшевидное" переслаивание алевроитов и глин, а также присутствие среди них и других микролинзочек песчаного материала способствуют возникновению зон "разуплотнения глин" в процессе погружения описываемых пород на значительные глубины, поскольку отсутствует дренаж отжимаемых при их уплотнении флюидов. Образование АВПД очевидно еще более стимулируется во время второй, катагенетической фазы дегидратации, при отжимании из глинисто-алевроитовых пород рыхло-связанной (иммобилизированной) воды. Подобным образом можно объяснить образование АВПД в продуктивной толще Азербайджана, верейско-мелекесских отложениях северо-западной и западной прибортовых зон Прикаспийской впадины, нижнекаменноугольных отложениях центральной и южной прибортовой зон ДДВ, нижнесарматских породах Внешней зоны Предкарпатского прогиба, майкопской толще Индоло-Кубанского краевого прогиба.

Отсюда вытекает, что АВПД можно успешно прогнозировать, зная механизм образования и пространственной локализации **дельтовых построек**.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабадаглы В.А., Витенко В.А., Кельбас Б.И. и др. Геологические модели пластовых нефтегазоносных резервуаров нижне- и среднекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. – Докл. АН УССР. Сер. Б, 1979, № 8.
2. Багдасарова М.В., Кривошея В.А., Тесленко-Пономаренко В.М. Особенности постседиментационных преобразований пород угленосной формации карбона Днепровско-Донецкой впадины (в связи с прогнозом коллекторов на больших глубинах). – В кн.: Коллекторы нефти и газа на больших глубинах. М., 1978.
3. Билык О.Д., Кельбас Б.И., Поляк Р.Я. и др. О палеореке поздне-визейского времени на территории Днепровско-Донецкой впадины. – Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 3.
4. Восанчук С.С., Вовканыч З.А., Ткаченко О.Ф. Закономерности изменения коллекторских свойств алевропесчаных пород нижнего карбона Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Киев, 1974, вып. 10.
5. Восанчук С.С., Ткаченко О.Ф. Эпигенетические преобразования нижнекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Киев, 1974, вып. 9.
6. Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М., 1975. (Тр. МИНХиП; Вып. 123/124).
7. Карпова Г.В., Тесленко-Пономаренко В.М. Пипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины). – Литол. и полезн. ископ., 1978, № 5.

8. Кривошея В.А., Тесленко-Пономаренко В.М. Влияние постседиментационных процессов на коллекторские свойства нижнекаменноугольных отложений центрального района ДДВ. – В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра, 1977.
9. Кривошея В.А., Тесленко-Пономаренко В.М. Генезис и коллекторские свойства верхневизейских обломочных пород центральной части Днепровско-Донецкой впадины. – Геол. журн., 1979, т. 39, № 3.
10. Лазарук Я.Г. К проблеме поисков неантиклинальных залежей углеводородов в нижнекаменноугольных отложениях Днепровско-Донецкой впадины. – Нефтегаз. геол. и геофиз., 1979, вып. 5.
11. Родионова А.Е., Ковальская М.С. Распространение диккита в угленосной формации Донбасса. – Литол. и полезн. ископ., 1974, № 6.
12. Сидоренков А.И. Седиментологические аспекты формирования неантиклинальных ловушек в морском мезозое Западной Сибири. – В кн.: Особенности строения литологически и стратиграфически экранированных залежей нефти и газа в мезозое Западно-Сибирской равнины. Тюмень, 1978. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 144).
13. Строение и условия осадконакопления основных угленосных свит и угленосных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 4.1; 1961. 4.2.
14. Ушатинский И.Н., Зарин О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты. Тюмень, 1978. (Тр. ЗапСибНИГНИ; Вып. 96).
15. Швай Л.П. Подземные воды Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазоносностью. М.: Недра, 1973.
16. Morgan P.J., Coleman J.M., Gagliano S.M. Mudlumps: diapiric structures in Mississippi delta sediments. – In: Diapirism and diapirs. Tulsa: AAPG, 1968, mem. 8.
17. Schmidt V., McDonald D.A., Platt R.L. Pore geometry and reservoir aspects of secondary porosity in sandstones. – Bull. Canad. Petrol. Geol., 1977, vol. 25, N 2.
18. Scruton P.C. Delta Building and the deltaic sequence. – In: Recent sediments northwest Gulf of Mexico. Tulsa: AAPG, 1960.

УДК 552.5 : 551.763 + 551.781 / (477.8)

Л.В. Линецкая

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ ОБ ЭПИГЕНЕЗЕ МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВОГО ФЛИША КАРПАТ ПО МАТЕРИАЛАМ ГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

Во флишевом поясе Внешних Карпат на территории СССР широко распространены проявления и мелкие залежи углеводородов. Для оценки перспектив открытия нефтяных и газовых месторождений на глубинах 5–7,5 км было пробурено несколько параметрических скважин, что позволило выявить степень измененности пород с глубиной в зависимости от принадлежности к той или иной тектонической зоне.

Эпигенетические изменения неоднородных толщ флиша происходили при погружении осадков Внешнекарпатской геосинклинали на орогенном и посторогенном этапах. Однако разграничить преобразования, относящиеся к разным этапам развития, весьма затруднительно.

Ранее отмечалось [1], что структурные изменения интенсивнее проявляются в терригенных породах преимущественно кварцевого состава с поровым цементом и критерием таких преобразований является характер сочленения зерен.

Принята следующая условная градация глубин: до 3,5 км – небольшие, 3,5–5 – средние и более 5 км – большие.

На небольших глубинах в разных тектонических зонах терригенные породы преобразованы неодинаково. В Скибовой зоне (скважины Сколе, Синевидное, Луги, Шевченко и др.) в кварцевых песчаниках с поровым кальцитовым цементом еще отмечаются дробленые крупные зерна с полным выполнением трещинок цементом или новообразованиями, но преобладают деформация и растворение зерен на уровне линейных, конформных и инкорпорационных контактов, избирательная регенерация, глинизирование и частичная карбонатизация зерен. С увеличением содержания кальцитового цемента эти процессы идут очагово, растворение зерен наблюдается в местах их сгущивания; интенсивность регенерации и карбонатизации меняется от прослоя к прослою. Растворению кальцитовых цементов сопутствует их более полная кристаллизация. При обильных глинисто-кремнистых цементах (типа "менилитовых") деформации и растворению подвержены и обломки, и цемент (крутовоольности контакты цемент-обломочные зерна). В прослоях с кварц-кальце-доновыми цементами установлены интенсивная регенерация кварцевых зерен и слабое растворение цемента. С увеличением содержания в цементах глинистой компоненты структурные изменения проявлены слабее и только в местах сгущивания обломков. Аккумуляция кальцита приурочена к алевролитам с базальными первичными кальцитовыми или глинисто-кальцитовыми цементами и происходит путем замещения обломочных зерен кальцитом с образованием отдельных прослоев так называемых вторичных известняков.

Сильнее изменены породы на северо-западе, в тыльной части Скибовой (скважина Козевая) и в Кросненской зонах (скважина Борыня), где вскрыты равномерно чередующиеся песчаники и аргиллиты нижнекросненских слоев. С глубин нескольких сотен метров в мелкозернистых кварцевых песчаниках с поровыми глинисто-железисто-кремнистыми или кальцитовыми цементами (скважина Козевая) отмечено растворение большинства зерен на уровне сутуровидных контактов; сопровождаемое сильной их регенерацией, деформацией, многоочаговой и линейной присколовой рекристаллизацией, последующим замещением присколовых зон, отдельных зерен, а местами и целых полей (в шлифах) глауконитовидным минералом или кальцитом. В неравномерно-зернистых полимиктовых песчаниках с поровыми глинисто-карбонатными цементами из скважины Борыня сочетаются дробление, катаклаз (в особенности краев) и расщипывание зерен с избирательной регенерацией. Катаклаз, усиливаю-

щийся с глубиной, сопровождается частыми внутризерновыми сколами, очаговой и линейной рекристаллизацией кварцевых и полевошпатовых зерен, очаговой пиритизацией, новообразованиями сидерита, доломита, хлорита, кальцита и сульфатов. Аккумуляция кальцита, осложненная очаговым окремнением (скважина Козевая), приурочена к прослоям песчаников и алевролитов с первичными базальными или порово-базальными кальцитовыми или глинисто-карбонатными цементами путем замещения обломочных зерен.

Сходные изменения претерпела толща полимиктовых и олигомиктовых разнозернистых песчаников с малым содержанием глинисто-кальцитовых и кальцитовых цементах палеогена юго-восточной части Скибовой зоны (скважина Плоская). В самом верху толщи еще преобладает дробление зерен с выполнением всех внутризерновых трещин цементом или новообразованиями, с глубиной резко усиливается деформация (искривление, расплющивание, удлинение зерен), сопровождаемая внутризерновыми сколами с очаговой рекристаллизацией, крошением краевых частей зерен, слабой пиритизацией, кальцитизацией и очаговой сульфатизацией.

Еще более значительным преобразованием подверглась песчаная толща палеогена в юго-западной части Кросненской зоны (скважина Межгорье). Уже с поверхности в прослоях неравномерно-зернистых полимиктовых песчаников, обедненных цементом, отмечены сильный катаклиз и деформация зерен. С глубиной преобладает деформация, сопровождаемая кручением и крошением краев зерен. Многочисленны внутривидные сколы с сопутствующими узкими зонами рекристаллизации и последующей кристаллизацией по ним кварца и формированием кварцевых прожилков шириной 0,1–5,8 мм или замещением этих зон гидрослюдой, хлоритом, сидеритом или пиритом. С глубины около 1600 м появляются поля рекристаллизованных зерен кварца и полевых шпатов. Аккумуляция кальцита (с частичным его растворением) приурочена к прослоям алевролитов с первичными базальными кальцитовыми или глинисто-карбонатными цементами путем замещения обломочных зерен.

Во внутренней части Флишевых Карпат в полосе развития Дуклянских складок скважиной Черноголовой вскрыт разрез сильно дислоцированных верхнемеловых отложений. На глубине до 2500 м в верхней пачке гравийных грубослоистых полимиктовых слюдистых песчаников установлены дробление и деформация зерен, прогрессирующее с глубиной сплющивание и катаклиз до аморфизации целых зерен и рекристаллизации прискольных участков с последующим замещением последних кальцитом. В нижних пачках более тонкого чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов на месте прискольных зон в песчаниках с кремнистыми цементами (интервал 3037–3040 м) или бесцементных их разностях (интервал 3715–3754 м) возникают кварцевые прожилки, а в известковистых песчаниках и алевролитах – только кальцитовые. Минеральные новообразования всей толщи разнообразны и представлены гидрослюдой, хлоритом, кальцитом, доломитом, сидеритом (по кальциту и кварцу), пиритом, лейкоксеном, антазом, рутилом. Отмечены очаговые новообразо-

вания плитчатой структуры в филлитизированных алевритистых аргиллитах нижней пачки, характеризующихся почти полным замещением мусковитовых чешуек хлоритом и крупными новообразованиями перпендикулярно слоистости чешуями хлорита. Аккумуляция кальцита по всему разрезу приурочена к прослоям мелкочесчаных алевролитов и интенсивнее проявлена в пачках более тонкого чередования песчаников и аргиллитов.

В Мармарошской зоне скважиной Долгое пройдена 2107-метровая сильно перемятая верхнемеловая толща, состоящая из пачек аргиллитов, полимиктовых грубозернистых песчаников, валунных конгломератов и глыбовых брекчий [2]. Наибольшие изменения претерпели прослой полимиктовых и олигомиктовых песчаников и заполняющая масса конгломератов с незначительным содержанием частично растворенных и обычно сложных по составу карбонатных цементах. В этих песчаниках отмечаются дробление, интенсивный катаклиз, прерывистое скольжение отдельных микрофрагментов породы с многочисленными сколами и прискольными минерализованными зонами катаклаза (кальцит, сидерит, хлорит, титанистые минералы, пирит, сульфаты). В прослоях с первичными базальными кальцитовыми цементами преобладает регенерация кварцевых зерен нередко до кристаллографических очертаний. Аккумуляция кальцита и сидерита приурочена к прослоям алевролитов и мелкозернистых песчаников с первичными базальными глинисто-карбонатными и кальцит-сидеритовыми цементами путем замещения обломочных зерен.

Эпигенетические преобразования верхнемеловых и палеогеновых терригенных пород средних глубин (3,5–5 км) краевой северо-восточной части Карпат имеют большое сходство. Растворение кварцевых зерен в песчаниках, обедненных цементом, стабилизируется на уровне инкорпорационных и сутуровидных контактов между зернами на глубинах около 3600–3700 м, сопровождается очаговой, иногда обширной регенерацией кварцевых зерен, деформацией и катаклизом до полной рекристаллизации отдельных зерен и их групп, а также растворением кальцитовых цементах и известьсодержащих организмов (скважины Синевидное, Луги, Шевченко и др.). В песчаниках с глинисто-карбонатными цементами из сильно дислоцированных пачек установлены кристаллизация кальцита, очаговое его растворение и кальцитизация кварцевых и полевошпатовых обломков. В местах интенсивного линейного катаклаза и скольжения отдельных микрообломков породы формируются кальцитовые прожилки. Зачатки кварцевых прожилков приурочены к прослоям песчаников с глинистым или кремнистым цементами. Примерно с глубин 4600–4700 м в песчаниках отмечается очаговое окварцевание внутренних полостей фораминиферовых раковин и других известьсодержащих организмов.

В тыльной части Скибовой зоны (скважина Вышково) гравийные полевошпат-кварцевые песчаники верхнего мела (интервал 3757–4261 м) с сутурированными глинистыми или сильно растворенными кальцитовыми цементами, частично замещенными кремнезе-

мом и глинизированными, обнаруживают дробление зерен, очаговое растворение в бесцементных участках на уровне инкорпорационных и сутуровидных контактов, деформацию (разлинование, расплющивание, скручивание), катаклиз внутризерновой групп зерен или линейный присколовый до полной рекристаллизации и местами формирования по этим линейным зонам кварцевых прожилков, частично замещенных кальцитом или пиритом. Для нижележащих палеогеновых песчаников с сильно растворенными пойкилитизированными кальцитовыми цементами, частично замещенными сульфатами, характерна сильная регенерация кварцевых зерен вплоть до образования кристаллографических очертаний.

В Кросненской зоне (скважина Межгорье) песчано-гравийные породы палеогена с малым содержанием глинистых сутурированных цемента обнаруживают катаклиз, массовое субпараллельное расплющивание, "растекание", скручивание обломков, растворение на уровне сутуровидных контактов, и массовое развитие прожилков и трещин, связанных в основном с внутризерновыми или внутривидными сколами: а) кальцитовых (ширина 1–2 мм), образовавшихся по рекристаллизованным линейным зонам, сопутствующим сколам в средне-мелкозернистых песчаниках и алевролитах из существенно аргиллитовых пачек, нередко подверженных вторичному окварцеванию; б) кварцевых, тонких (ширина до 0,5 мм), прерывистых, образовавшихся по внутризерновым сколам и часто выходящих за пределы зерен; приурочены к отдельным прослоям бесцементных гравийных песчаников и песчаным пачкам; в) кварцевых, образовавшихся под действием скальвающих (?) напряжений; имеют вид полос избирательной линейной рекристаллизации шириной до 2 мм, приурочены к песчаным пачкам; г) тонких субпараллельных трещинок, образовавшихся в результате слияния цепочечных включений в крупных кварцевых зернах под влиянием скальвающих напряжений и рассекающих и зерна, и цемент; д) кальцитовых трещинок растяжения в алевролитах и мелкозернистых песчаниках с обильным кальцитовым цементом, по которым впоследствии развиваются трещины открыва.

Аккумуляция кальцита и сидерита на средних глубинах в Кросненской зоне приурочена к отдельным прослоям и пачкам чередования алевролитов, мелкозернистых песчаников с первичными кальцитовыми или глинисто-кальцитовыми цементами и аргиллитов.

На больших глубинах в краевой северо-восточной части Карпат палеогеновые неравномерно-зернистые кварцевые песчаники (скважина Луги, интервал 6201–6229 м, шлам) с почти полностью растворенными кальцитовыми цементами сильно окварцованы, с выраженной деформацией обломков, многочисленными сколами и узкими присколовыми зонами рекристаллизации, впоследствии глинизированными и пиритизированными; слабо проявлена глубинная карбонатизация (редкие ромбоэдри карбоната). В других прослоях на месте первичных опаловых цемента вокруг кварцевых зерен образованы крустификационные кварц-халцедоновые каемки или це-

менты кристаллизованы до кварц-халцедоновых агрегатов; отмечен очаговый катаклиз зерен.

Для песчаных прослоев и пластов нижнего мела обычно кварцевого состава (скважина Шевченко, интервал 5320–6240 м) характерны интенсивное растворение первичных базальных кальцитовых цемента и более замедленное растворение кварцевых зерен на фоне общей аккумуляции кремнезема. Многие прослои песчаных пачек подверглись окварцеванию, проявленному в очаговой и пластовой регенерации кварцевых зерен с образованием локальных торцовых структур, замещением кварцем и халцедоном кальцитовых цемента, известьсодержащих остатков организмов и обломков и целых прослоев органично-обломочных известняков, превращенных во вторичные силициты (скважина Луги, интервал 5600–5605 м). При первичных поровых глинисто-карбонатных цементах установлены деформация, расплющивание, растворение в местах сгущивания на уровне сутуровидных контактов, очаговая регенерация и минерализация зерен (сидерит, пирит, хлорит, гидрослюда), очаговый и линейный катаклиз с аналогичной минерализацией рекристаллизованных зерен. В гравелитах с кремнистыми типа "менилитовых" цементами растворению и деформации подверглись и обломки, и цемент, в котором тонко сутурирована органика и образованы очаговые струйные текстуры. Аккумуляция кальцита (и, частично, сидерита) приурочена к отдельным прослоям кварцевых алевролитов и субалеволитов с первичными базальными глинисто-карбонатными цементами или пачкам чередования аналогичных песчаников алевролитов и известковистых аргиллитов. Для всех типов пород нижнего мела этих глубин характерны карбонатные прожилки.

В Кросненской зоне на больших глубинах (скважина Межгорье) еще сильнее изменены прослои и пачки гравийных полевошпат-кварцевых бесцементных песчаников (эоцен), в которых распространены внутризерновые и внутривидные сколы, многие зерна разделены субпараллельными внутризерновыми сколами на смещенные относительно друг друга пластинчатые кристаллиты толщиной 0,08–0,4 и шириной до 2 мм. В мелкозернистых участках преобладает регенерация и растворение обломков на уровне инкорпорационных и сутуровидных контактов между зернами. При сходной минерализации (сидерит, кальцит, гидрослюда, пирит) прослои песчаников с равномерно распределенными глинистыми и глинисто-карбонатными цементами структурно почти не изменены. Катаклиз и сильная рекристаллизация полевошпатовых и кварцевых обломков отмечаются только в местах их сгущивания. Аккумуляция кальцита приурочена к прослоям алевролитов с базальными глинисто-карбонатными цементами из аргиллитовых прослоев или пачек тонкого чередования мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Самые глубокие горизонты, вскрытые скважиной Шевченко (интервал 6940–7520 м), представлены нижнемеловыми породами с большим содержанием аргиллитовых и субалеволитовых прослоев. Окварцованные песчаники и известняки подверглись слабой глубинной карбонатизации; разбиты вертикальными субпараллельными тре-

щинками за счет слияния цепочечных включений в деформированных кварцевых зернах. Сколоподобные трещины, отсекающие узкие рекристаллизованные полосы зерен и кварц-халцедонового цемента, являются зародышами кварцевых прожилков, частично или полностью замещены кальцитом и затем местами выщелочены. Поэтому эти песчаники всегда изрешечены мелкими пустотами. Некоторые прослои представляют собой развальцованную смесь песчаников и аргиллитов (интервал 7239–7241 м) с очаговыми новообразованиями кальцита, сидерита, пирита (по кварцу и кальциту), глауконитовидного минерала. Они подверглись очаговому или более обширному окварцеванию.

Изложенный материал позволяет сделать некоторые выводы.

1. Максимальные структурные преобразования на разных глубинах во всех тектонических зонах свойственны песчано-алевритовым породам преимущественно кварцевого и полевошпат-кварцевого составов с первичными поровыми цементами и интенсивнее протекают в существенно песчаных пачках.

2. С увеличением содержания карбонатных цемента перестройка скелета песчаников происходит очагово, вследствие того что декарбонатизация опережает десилификацию и интенсивнее протекает в песчаных пачках на средних и больших глубинах. С увеличением содержания в цементе глинистой компоненты структурные перестройки на всех глубинах сильно замедляются.

3. На малых глубинах еще имеют место дробление зерен (с выполнением всех трещинок цементом или новообразованиями) и в связи с этим изменение первичного гранулометрического состава. С глубиной господствуют пластическая деформация зерен и очаговая групповая и линейная рекристаллизация кварцевых и полевошпатовых обломков.

4. Значительная часть прожилков в терригенных породах Складчатых Карпат, в особенности в более внутренних их частях, на всех глубинах формируется при воздействии на породу скальвающих напряжений в узких линейных прискольных зонах рекристаллизации с последующей, нередко многоактной минерализацией и деминерализацией и образованием различного размера пор и каверн (на месте декарбонатизированных участков). Отмечается избирательная локализация прожилков: первично кальцитовых в породах, аккумулирующих карбонаты, и первично кварцевых в изначально бесцементных прослоях песчаников или песчаных пачках.

5. Независимо от глубины залегания пород аккумуляция кальцита приурочена к прослоям алевролитов с первичными базальными карбонатными или глинисто-карбонатными цементами или пачкам тонкого чередования аналогичных алевролитов, мелкозернистых песчаников и аргиллитов.

6. В породах с первичными кремнистыми цементами аккумуляция кремнезема происходит во всех глубинах; в других породах – уровень глубинной аккумуляции кремнезема глубже в северо-восточной части Скибовой зоны и повышается вглубь Карпат. Одной из форм проявления аккумуляции кремнезема является образование кварцевых прожилков за счет внутренних ресурсов породы.

7. Интенсивность всех эпигенетических преобразований терригенных пород возрастает вглубь Карпат.

8. В условиях больших глубин возможно присутствие кавернозно-трещинных коллекторов в декарбонатизированных существенно песчаных пачках пород кварцевого состава, обладавших первичными базальными кальцитовыми цементами и вследствие этого не достигших зрелости структурной перестройки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Черников О.А. Методы изучения и оценки песчано-алевритовых пород-коллекторов по комплексу их литологических особенностей: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1970.
2. Новые данные о геологическом строении и нефтегазоносности запада УССР по материалам региональных геолого-геофизических исследований (1959–1967)/В.С. Буров, С.П. Витрик, В.В. Глушко и др. Львов, 1971.

УДК 553.98.061.42(477.5)

Л.А. Коцурба, Н.П. Кузнецова, А.Л. Гожая ОСОБЕННОСТИ ПОРОВОГО ПРОСТРАНСТВА ТЕРРИГЕННЫХ КОЛЛЕКТОРОВ БОЛЬШИХ ГЛУБИН ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Терригенные породы месторождений Днепровско-Донецкой впадины, залегающие на глубинах свыше 3–5 км, в настоящее время изучены довольно хорошо. Вопросы распространения и формирования пород-коллекторов, а также оценке их свойств и структуры порового пространства исследователи уделяют много внимания. Из последних работ по изучению коллекторов нижнекаменноугольного возраста различных месторождений ДДВ наибольший интерес представляют исследования геологов треста Полтаванефтегазразведка [2, 3, 8–10].

Развитие глубокого бурения в Днепровско-Донецкой впадине с целью открытия месторождений на глубинах свыше 6000 м требует оценки особенностей состава пород, их фильтрационно-емкостных свойств, строения и структуры порового пространства.

Коллекция представительных образцов (60) пород нижнекаменноугольного возраста отобрана из продуктивных горизонтов различных площадей: Анастасьевской, Андреяшевской, Артюховской, Гадячской, Малосорочинской, Матвеевской, Октябрьской, Опшнчанской, Подгорянской, Радченковской, Руденковской, Рыбальской, Середняковской, Солоховской, Тимофеевской, Ульяновской, Харьковцевской, Юрьевской, Глинско-Розбышевской. Для сопоставления особенностей состава, структуры порового пространства и свойств

пород, залегающих на больших глубинах, с породами более высоких горизонтов 10 образцов из этой коллекции отобраны с глубин выше 3000 м.

Методика исследования коллекции образцов пород включала:

1) изучение состава и структуры пород макро- и микроскопическими методами [5]; 2) насыщение пород формальдегидо-резорциновой смолой с отвердителем формалином и красителем родамином в вакууме с донасыщением под давлением 10 МПа [7]; изготовление "цветных" шлифов; изучение морфологии порового пространства с количественными подсчетами пористости и получение кривых распределения пор по размерам; 3) определение пористости и проницаемости пород обычными физическими методами: насыщением очищенным керосином в аппарате ПОРП-3 [4] и с помощью аппарата ГНФ-1 [6].

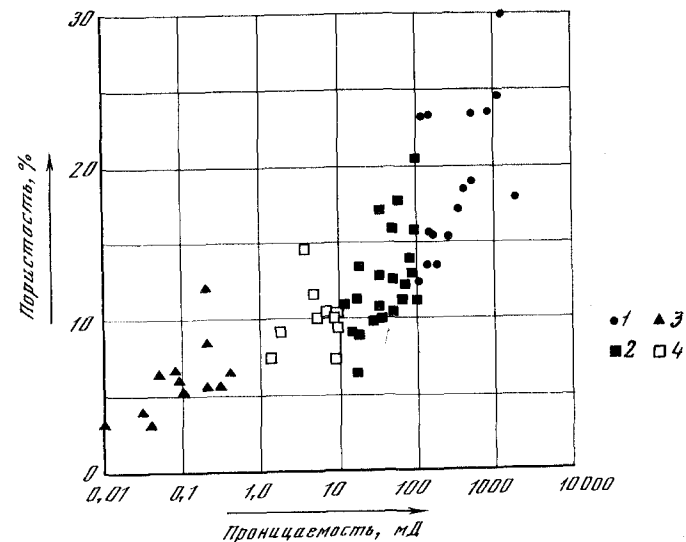
Особенности структуры порового пространства хорошо изученных терригенных пород-коллекторов – основа для объяснения различий их свойств. Поэтому в настоящей работе уделено больше внимания морфологии порового пространства. Исследования морфологических особенностей коллекторов Глинско-Розбышевского месторождения были выполнены ранее [1].

Изучение состава и структуры порового пространства нижнекаменноугольных пород, отобранных из продуктивных горизонтов месторождений ДДВ, позволило выделить три группы коллекторов: кварцевые гравелиты; кварцевые песчаники; полимиктовые песчаники и алевролиты.

Для гравелитов основной особенностью их состава является однородность – преимущественно зерна кварца размером более 1 мм. Поровое пространство гравелитов по морфологическим особенностям характеризуется четырьмя видами пустот. Первый вид – пустоты, развитые вокруг зерен кварца в форме каемки. Такие пустоты имеют размеры 8 мкм и меньше. Второй вид – трещины в зернах кварца толщиной 8 мкм протяженностью через 1–3 зерна. Третий вид – поры внутри каолинитового цемента; размер этих пор 24 мкм, форма своеобразная, подобная "базальному" типу цемента, наблюдаемому в обломочных зернах. Четвертый вид – межзерновые поры угловатой формы, причем количество углов в поре 3–8. Изучение морфологических особенностей и размеров пустот в гравелитах позволило сделать вывод, что из всех видов пустот наименее развиты межзерновые, а для увеличения емкостного пространства наиболее благоприятны пустоты первого вида – каемки вокруг зерен, так как они сообщаются, соединяются между собой и значительно увеличивают проницаемость пород.

Распределение пор по размерам для гравелитов по подсчетам в "цветных" шлифах показывает, что максимальный диаметр пустот 200 мкм; пор размерами до 30 мкм – 10%, до 105 мкм – 70%, а самых крупных – 20%.

Сопоставление результатов пористости гравелитов, определенных физическим методом и подсчетом в "цветных" шлифах, показало, что у таких пород отсутствуют закрытые поры.



Зависимость пористости от проницаемости с учетом особенностей структуры порового пространства коллекторов различных групп: 1 – гравелиты (группа I); 2 – кварцевые песчаники (группа II); 3 – полимиктовые песчаники (группа III); 4 – алевролиты (группа IV)

Кварцевые песчаники отличаются, как и кварцевые гравелиты, однородностью состава, основу пород составляет кварц. Цементация кварцевых песчаников происходит за счет регенерационных каемок, каолинита, различных сочленений зерен: конформных, инкорпорационных, реже – приспособления. Размеры зерен в песчаниках 0,2–1 мм.

Поровое пространство кварцевых песчаников представлено в основном межзерновыми угловатыми порами (4–8 углов), округлых пор почти нет, редко встречаются поры в каолинистом цементе. Детальное изучение морфологических особенностей пор кварцевых песчаников показало, что угловатая форма межзерновых пор составляет основную часть пустотного пространства, а поры в каолинистом цементе развиты слабо.

Крупные поры кварцевых песчаников имеют более сложное строение, но хорошую сообщаемость между собой, и за счет этого породы обладают высокими фильтрационными свойствами. Максимальные диаметры пустот – 200–88 мкм; пор с диаметром менее 8 мкм не наблюдается. Сопоставление открытой пористости пород с пористостью по шлифу показало, что их значения почти совпадают, т.е. для кварцевых песчаников не наблюдается закрытых пор.

Полимиктовые песчаники, залегающие на глубинах менее 3000 м, отличаются неоднородностью состава, так как содержат не только кварц, но и полевые шпаты, обломки кремнистых пород, слюду. Цемент полимиктовых песчаников – глинистый, состоящий из смешанослюдистых минералов, а в отдельных породах содержится чистый каолинит. Поровое пространство этих пород состоит в ос-

Таблица 1

Основные свойства пород-коллекторов ДДВ

Площадь	Номер скв.	Интервал отбора, м	Открытая пористость, %	Газопроницаемость, мД	Группа пород
Анастасьевская	1	4542-4544	11,2	97,6	II
	8	4405-4413	15,7	148,2	I
	9	4465-4466	9,1	14,4	II
Андрейшевская	2	4474-4476	10,9	11,8	II
	4	4088-4098	6,4	16,9	II
	4	4121-4131	12,9	86,4	II
Артюховская	4	4131-4139	15,4	254,0	I
	1	4612-4621	5,7	0,3	III
	1	4612-4621	15,5	159,6	I
Гадячская	1	4612-4621	9,8	27,1	II
	1	4770-4778	11,3	16,6	II
	2	4743-4748	10,8	32,2	II
	2	4743-4748	7,4	1,3	III
	2	4979-4982	12,2	70,1	II
	2	5057-5066	9,0	17,4	II
Матвеевская	2	5057-5066	11,2	63,7	II
	5	4080-4085	8,5	0,2	III
	9	4465-4476	6,7	0,08	III
Октябрьская	17	4196-4210	3,1	0,04	III
	6	4661-4665	5,3	0,1	III
	10	4363-4373	9,1	1,7	III
Олошннская	8	4401-4411	3,2	0,01	III
	32	3833-3840	13,9	81,5	II
	45	3894-3904	6,0	0,9	III
Руденковская	45	3894-3904	4,0	0,3	III
	49	4006-4015	10,0	5,2	III
	3	4236-4238	10,4	49,3	II
Средняковская	3	4238-4244	10,0	8,3	III
	3	4244-4251	12,4	102,0	I
	41	4224-4236	6,4	0,05	III
Солоховская	48	4035-4043	12,8	31,6	II
	52	3433,68-3435,28	13,5	138,4	I
	1	4083-4090	23,5	519,6	I
Тимофеевская	1	4111-4115	18,0	1957,0	I
	3	3780-3790	14,6	3,6	III
	3	3780-3790	12,1	0,2	III
Харьковцевская	4	4452-4454	12,6	48,3	II
	4	4807-4817	7,3	8,9	III

Таблица 1 (окончание)

Площадь	Номер скв.	Интервал отбора, м	Открытая пористость, %	Газопроницаемость, мД	Группа пород
Глинско-Розышевская	5	5195-5207	9,4	9,6	III
	8	4798-4810	5,6	0,2	III
	8	4798-4810	6,5	0,4	III
	114	3663-3667	10,0	35,3	II
	115	3695-3703	17,2	346,0	I
	115	3785-3789	13,5	182,0	I
	116	3660-3668	18,5	402,0	I
	117	3594-3600	13,4	18,2	II
	117	3630-3632	15,8	92,5	II
	117	3862-3865	10,5	6,7	III
	119	3786-3796	10,4	9,4	III
Малосорочинская	119	3672-3680	19,0	516,0	I
	80	2293-2303	20,5	94,6	II
	80	2393-2303	23,6	834,8	I
Радченковская	4	1948-1954	17,1	33,6	II
	47	1778-1787	24,7	1104,5	I
Ульяновская	1	2538-2545	11,6	4,6	III
Юрьевская	4	1486,8-1488,7	23,3	115,2	I
	12	1884-1892	15,9	48,6	II
Глинско-Розышевская	29	2316-2325	17,7	59,8	II
	31	2190-2198	23,4	145,0	I

новном из внутризерновых пор, значительно меньшего количества межзерновых, встречаются поры и в каолинитовом цементе песчанников. Образование внутризерновой пористости исследуемых пород описано ранее [1]. Внутризерновая пористость приурочена к разрушенным полевым шпатам или слюдам. Поры имеют размеры до 100 мкм. Таких мелких или тонких пор содержится в породе до 100% от всей ее емкости. Межзерновая пористость образуется в полимиктовых песчаниках значительно реже, чем внутризерновая, и характеризуется наличием угловатых пор, образованных тремя-четырьмя углами, причем по сравнению с морфологическими особенностями гравелитов и кварцевых песчаников здесь нет сложных форм. Поры в каолинитовом цементе полимиктовых песчаников встречаются редко. По размерам поры полимиктовых песчаников значительно меньше, чем у кварцевых песчаников, также наблюдается отсутствие пор сложного строения. Пористость открытая для полимиктовых песчаников резко отличается от пористости, вычисленной по "цветному" шлифу, так как в этих породах содержатся закрытые поры. Для изучения основных показателей структуры по-

Таблица 2

Показатели структуры пустотного пространства представительных образцов пород-коллекторов ДДВ

Порода	Распределение пустот размером более 8 мкм по квантилям, %								Максимальный диаметр пустот	Средний диаметр пустот	Средне-квadraticное отклонение	Коэффициент асимметрии	Коэффициент эксцесса						
	5		16		25		50							75		84		95	
	12	18	25	31	41	47	55	63						70	77	84	91	98	105
Гравелит кварцевый	12	18	25	35	50	67	70	105	129	176	200	75	52	0,21	0,58				
	12	19	22	32	41	52	58	81	110	168	200	69	39,5	0,22	0,90				
	12	22	32	39	45	55	63	95	102	155	200	58	41,5	0,32	0,72				
	11	17	24	30	37	45	52	72	85	120	184	67	36,5	0,16	0,34				
	12	18	23	30	37	47	55	68	84	106	120	49	34	0,23	0,40				
Песчаник кварцевый	18	30	37	42	51	58	66	72	104	147	168	63	37	0,38	0,74				
	10	16	20	25	33	38	44	51	66	106	120	38	25	0,42	0,92				
	13	24	31	37	44	51	58	66	84	120	168	38	37	0,19	0,37				
	10	15	20	25	31	37	44	51	58	68	88	33	19	0,22	0,53				
	10	13	17	22	27	33	40	47	53	68	88	33	19	0,19	0,37				
	29	40	50	58	66	72	80	88	95	112	168	42	33	0,43	0,29				
	19	27	32	38	45	51	58	66	72	84	106	42	33	0,06	0,34				
	24	41	49	55	63	70	77	84	91	104	126	46	19	0,16	0,87				
	24	32	38	44	51	58	66	72	80	91	106	88	56	0,41	0,25				
	11	18	22	27	32	38	44	51	58	66	84	76	45,5	0,08	0,20				
Песчаник полимиктовый	12	20	27	32	38	44	51	58	64	80	88	38	23	0,39	0,50				
	9	13	17	22	27	32	38	44	51	64	88	48	28,5	0,12	0,40				
												35	24	0,34	0,42				

рового пространства полимиктовых песчаников необходимы микроскопы с большей разрешающей способностью, чем обычные МИН-8.

Алевролиты слюдисто-кварцевые имеют размеры зерен 0,06–0,1 мм, содержат глинистый цемент – 10–15%. Насыщение алевролитов смолой ФР-12 под вакуумом с донасыщением под давлением 10 МПа и последующий просмотр "цветных" шлифов под микроскопом показали, что смола заполнила межзерновые пустоты и поры глинистого цемента. Но размеры межзерновых пустот и пор цемента около 8 мкм и меньше, поэтому подсчет пористости в шлифе, а также распределение пор по размерам произвести не представляется возможным. Необходима техника с большей разрешающей способностью по сравнению с микроскопами типа МИН-8.

Особенности порового пространства одновозрастных терригенных коллекторов месторождений ДДВ – показатель изменчивости их фильтрационно-емкостных свойств. На рисунке и в табл. 1, 2 приведены основные результаты исследования. Из данных следует, что кварцевые гравелиты, имеющие высокую емкость, отличаются и высокими показателями проницаемости (100–1000 мД и более). Кварцевые песчаники также высокочемкие, имеют проницаемость 10–100 мД. Полимиктовые песчаники характеризуются меньшей пористостью по сравнению с гравелитами и кварцевыми песчаниками, а их проницаемость 1–10 мД. Алевролиты имеют малые величины пористости и проницаемости – менее 1 мД.

Таким образом, принцип выделения пород по составу и структуре порового пространства подтвердился резкими различиями проницаемости пород выделенных групп. Особенности состава и структуры порового пространства нижекаменноугольных пород месторождений ДДВ позволили выделить следующие группы коллекторов: кварцевые гравелиты, кварцевые песчаники, полимиктовые песчаники и алевролиты. Все коллекторы, за исключением кварцевых гравелитов, порового типа, в случаях, когда в породах отмечается большое количество сообщающихся трещин в крупных зернах, возможно уточнить тип коллектора и охарактеризовать кварцевые гравелиты как поровотрещинные.

Из изложенного можно сделать следующие выводы:

Кварцевые гравелиты, однородные по составу, имеют размеры зерен более 1 мм. Распределение зерен и их упаковка в породах различная, поровое пространство представлено четырьмя видами пустот, причем увеличение емкости может происходить только при наличии в породе пустот в виде каемок, которые соединяются между собой вокруг зерен и значительно увеличивают проницаемость пород. Этими особенностями можно объяснить данные лабораторных измерений проницаемости. В гравелитах значение проницаемости 100–1000 мД и более.

Кварцевые песчаники, так же как и гравелиты, однородны по составу, но размеры зерен значительно меньше (0,2–1 мм). Крупные межзерновые поры имеют сложное строение (отличаются угловатой формой), но хорошо сообщаются между собой, за счет этого проницаемость пород 10–100 мД.

С.В. Литвин

ВЛИЯНИЕ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОКРЫШЕК В ОТЛОЖЕНИЯХ ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Полимиктовые песчаники, неоднородные по составу, характеризуются наличием в основном внутризерновых пор, в них значительно меньше межзерновых пор и каналов. По размерам поры в этих породах мелкие, поры сложного строения отсутствуют. Проницаемость полимиктовых песчаников 1–10 мД.

Изучение особенностей структуры порового пространства позволило установить, что разрушение полевых шпатов не всегда ухудшает свойства коллектора, а, наоборот, создает дополнительные проницаемые емкостные пространства, увеличивает пористость и улучшает фильтрационную способность пород.

ЛИТЕРАТУРА

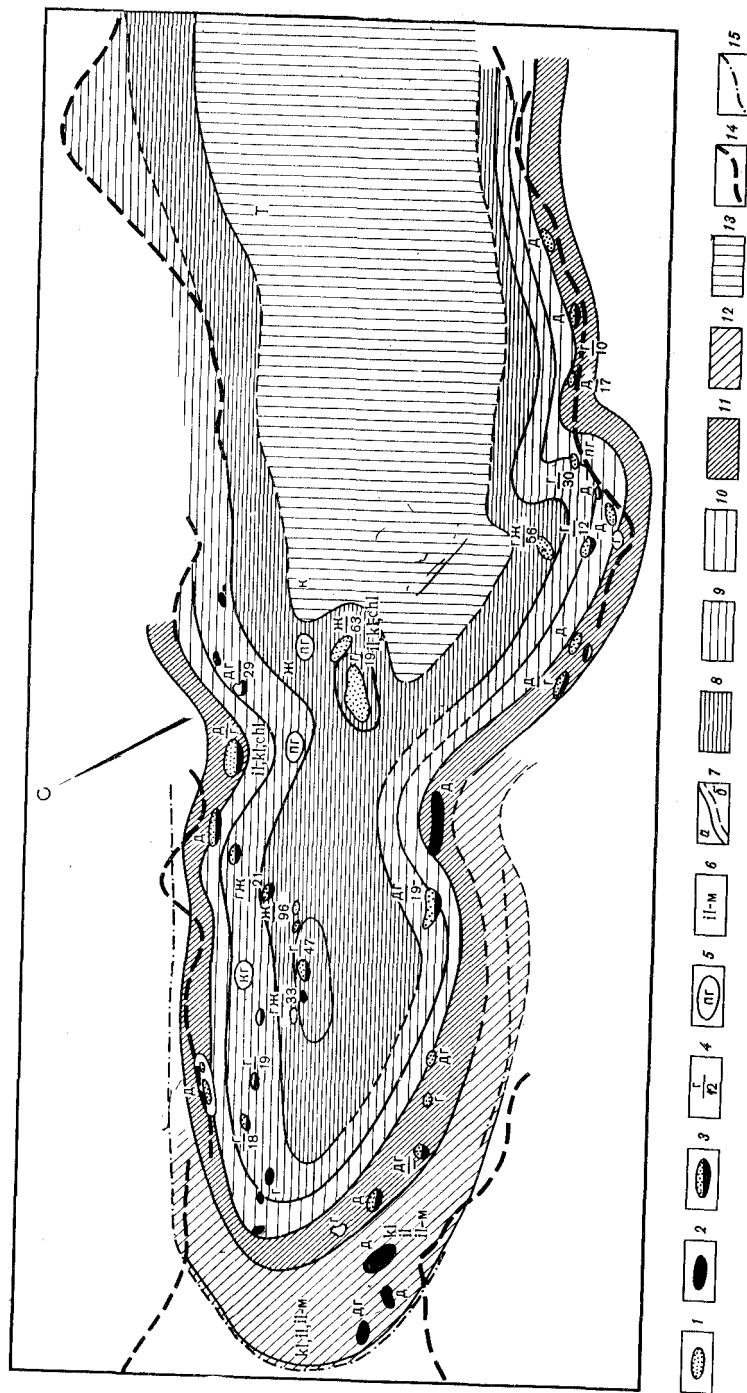
1. Бакун Н.Н., Коцеруба Л.А. Морфологические разновидности вторичного порового пространства как показатель изменений свойств терригенных пород-коллекторов при воздействии различных факторов. - В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра, 1977. (Тр. МИНХиП; Вып. 123/124).
2. Бланк М.И., Голая А.Л., Костенко М.А., Индугный В.Ф. Особенности коллекторов верхневизейских отложений центральных районов ДДВ. - Нефть и газ. пром-сть, 1972, № 3.
3. Голая А.Л., Трухачев Ю.В., Индугный В.Ф. Влияние перерывов в осадконакоплении на формирование порового пространства коллекторов центральной части Днепровско-Донецкой впадины. - Нефть и газ. пром-сть, 1976, № 4.
4. Гороян В.И., Коцеруба Л.А. Определение открытой пористости пород-коллекторов методом насыщения жидкостью. - Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 90.
5. Гороян В.И., Коцеруба Л.А., Кузнецова Н.П., Чурина Н.П. Методика отбора представительных образцов для детальных исследований структуры пустотного пространства пород-коллекторов. - Тр. ВНИГНИ, 1974, вып. 201.
6. Гороян В.И., Коцеруба Л.А., Петерсилье В.И., Рабиц Э.Г. Определение абсолютной проницаемости с помощью аппарата ГНФ-1. - Тр. ВНИГНИ, 1970, вып. 90.
7. Коцеруба Л.А. Методы насыщения пород-коллекторов окрашенными смолами. М.: Недра, 1977.
8. Тесленко-Пономаренко В.М. Вторичные изменения и коллекторские свойства терригенных верхневизейских отложений южной краевой зоны Днепровско-Донецкой впадины. - Вестн. Харьк. ун-та. Сер. геол., 1974, вып. 5, № 108.
9. Тесленко-Пономаренко В.М. Некоторые особенности структурно-минералогических преобразований на стадии глубинного катагенеза (на примере нижнекаменноугольных отложений ДДВ). - Геол. журн., 1974, т. 34, вып. 4.
10. Тесленко-Пономаренко В.М., Кривошея В.А. Влияние постседиментационных процессов на коллекторские свойства нижнекаменноугольных отложений центральных районов Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Изучение коллекторов нефти и газа, залегающих на больших глубинах. М.: Недра, 1977. (Тр. МИНХиП; Вып. 123/124).

На территории Днепровско-Донецкой впадины в отложениях визейского яруса, рассматриваемого согласно современной стратиграфической номенклатуре в объеме микрофаунистических горизонтов XI–XIV, насчитывается свыше 100 залежей нефти и газа, покрышками которых служат пласты и пачки алевроитово-глинистых и глинистых пород, часто имеющих локальное распространение. Для оценки их качества были привлечены такие факторы, как плотность, пористость, проницаемость, трещиноватость образцов, мощность, строение и состав пачек, степень катагенетических преобразований, экранирующие силы, оцениваемые как выдерживаемые избыточные давления и расчетные давления прорыва (в кг/см²).

По полученным данным, в визейском нефтегазоносном комплексе пачки пород, являющиеся покрышками, сложены в основном глинистыми и алевролитово-глинистыми, реже карбонатно-глинистыми породами. Содержание песчаников 5–30% мощности покрышек. Значения последней 8–330, чаще всего 10–60 м. По генезису рассматриваемые пачки являются полифациальными, однако в их составе преобладают морские отложения (фации открытого моря и залива).

Глинистые породы покрышек представлены глинами, чаще аргиллитоподобными, и аргиллитами. Породообразующие минералы каолинит и гидрослюда, иногда кальцит, анкерит, кварц. Гидрослюды характеризуются наличием разбухающих пакетов, содержание которых колеблется в значительных пределах. В глинах нередко присутствуют смешанослойные образования типа гидрослюда-монтмориллонит (Зачешиловское, Прилукское и другие месторождения). Органическое вещество в составе глинистых пород-покрышек представлено двумя видами: тонкодисперсной, сорбированной глинистыми частицами формой и мелкими углефицированными растительными остатками. Последние, также как алевроитовый и карбонатный материал, распределены либо полосами, либо в виде линзовидных или пятнистых скоплений. Текстуры пород тонко-, горизонтально-, линзовидно- и волнистослоистые. Микроструктуры агрегатные, реже близки к аксиальным.

По минералогическим показателям, величине отражательной способности витринита в углистых включениях, а также положению в разрезе выявлена разная интенсивность постседиментационных преобразований глинистых покрышек визейского яруса, соответствующая зонам начального и глубинного катагенеза, а также



стадиям углефикации органического гумусового вещества от Б-Д до Ж.

В зависимости от исходного вещественного состава и степени катагенеза глинистые и алевроитовые породы характеризуются определенными величинами плотности, пористости, проницаемости, пластичности и трещиноватости. Проведенное сопоставление указанных параметров показало, что наименее проницаемы при отсутствии тектонической раздробленности глинистые покрывки, преобразованные до градации МК₃, соответствующей стадии жирных углей. На указанной стадии плотность аргиллитов 2,50–2,70 при модальных значениях 2,55–2,65 г/см³, пористость чаще всего 1,5–2,5%. Проницаемость нетрещиноватых глинистых пород при таких показателях плотности и пористости $1-2 \cdot 10^{-5}$ мД, а давление прорыва до 80 кг/см².

Алевролиты, входящие в состав покрывок на указанной стадии катагенеза, характеризуются плотностью порядка 2,40–2,55 г/см³, пористостью от 1–7% (чаще 4–6%), проницаемостью менее 0,5 мД (чаще 0,01–0,05 мД). По сути дела они также являются почти непроницаемыми породами. Это обстоятельство определяет высокое качество не только глинистых, но и алевроитово-глинистых покрывок в отложениях визейского яруса, преобразованных до градации МК₃ мезокатагенеза (стадии жирных углей). Фактические данные по избыточным давлениям, выдерживаемым покрывками над залежами, показывают для этой градации максимальные значения 60–

Прогнозная карта качества покрывок визейского яруса ДДВ

1 – месторождения с газовыми залежами; 2 – месторождения с нефтяными залежами; 3 – месторождения с газовыми и нефтяными залежами; 4 – в числителе – интенсивность катагенеза по углемагнетитовой шкале, в знаменателе – максимальные избыточные давления, выдерживаемые покрывками С_{1v}, атм; 5 – тип разреза: г – глинистый (глин 75%), пг – песчано-глинистый (глин 75%), кг – карбонатно-глинистый (известняков 25%); 6 – минеральный состав глинистого материала: ил – иллит, кл – каолинит, chl – хлорит, ил-м – смешанослойные образования с монтмориллонитом; 7 – границы полей с различным качеством глинистых покрывок: а – установленные, б – предполагаемые; 8–13 – поля покрывок: 8 – высокого качества, выдерживающих избыточные давления более 15 кг/см² при максимальном значении 50 кг/см², давление прорыва 80 кг/см², 9 – среднего качества, выдерживающих избыточные давления до 50 кг/см² при максимальном значении 20–50 кг/см², давление прорыва 40–50 кг/см², 10 – пониженного качества, выдерживающих избыточные давления до 20 кг/см², давление прорыва до 30 кг/см², 11 – низкого качества, выдерживающих избыточные давления не более 5 кг/см², 12 – экранирующих лишь нефтяные залежи, 13 – с отсутствием данных о качестве покрывок; 14 – граница грабена; 15 – граница распространения региональной покрывки серпуховского яруса

96 кг/см² (Опошнянское, Клинское месторождения) при мощности покрывшек 35–123 м и преимущественно каолинит–иллитовом составе глинистых минералов.

В отложениях, измененных до градации МК₂ мезокатагенеза (стадии газовых углей), плотность аргиллитов 2,50–2,58 г/см³, а пористость 3–5%. В нетрещиноватых слоях, по А.А. Ханину, возможны проницаемость порядка $2 \cdot 10^{-4}$ – $7 \cdot 10^{-5}$ мД и давление прорыва до 40–50 кг/см². Проницаемость алевролитов на данной стадии преобразования 0,01–0,5 мД, что существенно понижает экранирующую способность покрывшек алевролитово–глинистого состава.

Соответственно, для указанной стадии характерен большой разброс избыточных давлений – 0–47 кг/см²; по качеству покрывшки, преобразованные до стадии газовых углей, имеют среднюю (Опошнянское, Погарщинское месторождения), пониженную (Тимофеевское, Гадячское, Солоховское, Талалаевское, Артюховское месторождения) и низкую (Качановское, Велико–Бубновское месторождения) экранирующую способность.

В отложениях, измененных до градации МК₁ мезокатагенеза (стадия длиннопламенных углей), плотность аргиллитоподобных глин 2,30–2,50 г/см³, а проницаемость 4–17%. Проницаемость соответственно $1 \cdot 10^{-3}$ – $7 \cdot 10^{-5}$, а иногда до $1 \cdot 10^{-2}$ мД, что дает большой диапазон возможных давлений прорыва от 0 до 30 кг/см². Алевролиты на указанной стадии преобразования имеют плотность 2,20–2,45 г/см³, пористость 6–14% и проницаемость 0,01–3,00 мД. В связи с этим качество покрывшек на рассматриваемой стадии катагенетических преобразований значительно колеблется в зависимости от вещественного состава (количество и мощность песчаных и алевролитовых прослоев, состав глинистых минералов). На месторождениях по величине избыточных давлений средняя экранирующая способность установлена в единичных случаях (Кременовское, Рыбальское месторождения), пониженная и низкая – в остальных (Голубовское, Велико–Новоселовское, Новоселовское, Юрьевское, Мелиховское, Лиманское месторождения).

Полученные данные о взаимосвязи экранирующих свойств покрывшек визейского яруса с интенсивностью катагенетических преобразований, а также конкретные материалы о покрывшках на выявленных месторождениях позволили составить прогнозную карту качества локальных покрывшек визейского яруса в ДДВ (рисунок).

Покрывшки высокого и среднего качества могут быть распространены в погруженной приосевой зоне северо–западной части региона и в прибортовых зонах юго–восточной части региона. Покрывшки пониженного и низкого качества наиболее развиты в приподнятых бортовых зонах юго–восточной и северо–западной частей ДДВ. Значительная часть юго–восточной части ДДВ и северо–западной окраины Донбасса в настоящее время не может быть оценена с точки зрения качества покрывшек визейского яруса из–за отсутствия фактических данных по этой территории.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ И ПОКРЫШЕК

УДК [55(084.3)313:553.98.061.42] :551.735.1(477.5)

Б.И. Кельбас, О.Д. Билык, Я.Г. Лазарук, Г.П. Козак,
О.С. Турик, Н.В. Дюганчук, С.Ю. Пекун

ПРОГНОЗНЫЕ КАРТЫ ГРАНУЛЯРНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ (НА ПРИМЕРЕ ВИЗЕЙСКО–СЕРПУХОВСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДНЕПРОВСКО–ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ)

Прогнозные карты гранулярных коллекторов могут быть составлены для осадочных толщ, региональный современный структурный план которых хотя бы в общих чертах соответствует конседиментационному.

Методика прогнозирования разработана В.А. Бабадаглы [1, 3] на примере нефтегазоносных формаций девона и карбона Нижнего Поволжья. Суть ее сводится к следующему. Для освещенных глубоким бурением участков выполняется комплекс литофациальных и палеогеоморфологических построений. Исследуемый объект не должен превышать объема одного–двух продуктивных горизонтов. Условие это чрезвычайно важное. Для платформенных парагенезов зафиксирована быстрая литофациальная изменчивость в плане и разрезе. В связи с этим увеличение стратиграфического объема изучаемого объекта неизбежно влечет за собой прогрессирующее снижение детальности построений. Указанный выше комплекс состоит из карты палеорельефа и карты изопакит песчано–алевритовых литофаций.

Палеорельеф реконструируется методом составления карты мощностей отложений, заключенных между подошвой изучаемого пласта песчаников и подошвой реперного известняка (рельеф подошвы песчаного пласта на время отложения подошвы реперного известняка). Максимальное сближение подошвы песчаника и подошвы известняка позволяет исключить трансформацию палеорельефа постседиментационными тектоническими процессами.

При отсутствии в разрезе реперных известняков палеорельеф восстанавливается методом составления карт изопакит элементарных ритмосерий (интервал разреза от подошвы изучаемого пласта песчаника до подошвы вышележащего пласта песчаника, при условии, что оба пласта повсеместно коррелируются в пределах изучаемой территории). В этом случае удается реконструировать

палеорельеф, усредненный из палеорельефа времени образования поверхности скрытого или явного перерыва в подошве нижнего пласта и такового верхнего пласта.

Генерализованность такого усредненного палеорельефа тем меньше, чем больше сближены по времени отложения нижний и верхний пласты. Карта изопахит песчано-алевритовых литофаций составляется по общепринятой методике. Подсчет песчаности осуществляется по стандартному каротажу. Опыт американских исследователей свидетельствует о том, что в подобных случаях вполне достаточно использования кривых спонтанной поляризации.

Совмещение карт палеорельефа и карт песчаности позволяет установить в пределах разбуренной территории характер связи конседиментационных палеоструктуры и палеорельефа с песчано-алевритовыми литофациями.

Выявленные закономерности экстраполируются на неизученную территорию. При этом предполагается, что современный региональный структурный план изучаемого объекта в ее пределах conforms с палеоструктурным планом. Ниже мы коснемся некоторых аспектов составления прогнозных карт применительно к ситуации визейско-серпуховского осадконакопления северо-западной части ДДВ.

1. Традиционно считается, что более высокая тектоническая активность Украинского кристаллического массива, чем Воронежской антеклизы, способствовала формированию асимметрии Днепровско-Донецкого раннекаменноугольного грабена. Южная прибортовая зона по сравнению с северной имеет более значительный градиент наклона.

Детальные палеогеоморфологические построения показывают, что в визейско-серпуховское время северная прибортовая зона по сравнению с южной периодически характеризовалась более значительным наклоном тектонического рельефа. Крутизна тектонического рельефа фиксируется в градиентах палеорельефа и конфигурации палеодренажных систем. Увеличение наклона борта увеличивает градиент палеорельефа. Боковые притоки главной реки, стекающей с пологого борта, намного превышают по длине такие же притоки, стекающие с крутого борта. Полоса развития мощных русловых песчаников главной речной артерии смещается в сторону более крутого борта.

Интенсивный привнос материала в зону высокого градиента наклона тектонического рельефа стимулирует интенсивность галокинеза. Это, в свою очередь, усиливает контрастность палеорельефа, благодаря чему в приподнятых частях его над растущими соляными куполами возникают локальные перерывы осадконакопления. В пределах пологого борта это явление выражено гораздо слабее.

Выявленная закономерность еще раз подчеркивает важность максимальной детализации построений, выполняемых в процессе прогнозирования коллекторов. Это наглядно вытекает из сопоставления прогнозных карт для продуктивных пластов В-17в и

В-15 + В-16в верхнего визе. В период отложения пласта В-17в южная прибортовая зона была более пологой, нежели северная; во время отложения пласта В=15 + В=16в ситуация противоположная. Смятение зоны максимального накопления русловых песчаников вдоль осевой палеореки в пределах Сребненского прогиба за это время составило 13-15 км.

2. Попеременное изменение крутизны бортов грабена и одновременно активности галокинеза могут быть использованы при прогнозировании стратиграфических ловушек на крыльях и периклиналях надсолянокупольных конседиментационных локальных поднятий. Проблема эта достаточно сложна. Изменчивость активности галокинеза в пределах прибортовых зон, причина которой еще не выявлена, сочетается с хаотичным изменением точек активности в пределах свода зарождающегося соляного купола, явно не подчиняющимся какой-либо закономерности.

3. Как следует из вышеприведенного описания методики, прогнозирование мощностей песчано-алевритовых пород сводится к экстраполяции их значений за пределы изученных площадей с учетом направления движения, а также уровня энергии палеопотоков.

Для определения мощностей песчано-алевритовых пород в пределах наиболее прогнутой части палеорельефа приосевых зон ДДВ и осложняющих ее прогибов вкрест их простираения по усредненным значениям мощностей на разбуренных структурах строится ряд параллельных друг другу палеопрофилей. На каждом из них приводится градуировка мощностей и, с учетом полученного градиента, строится карта усредненных мощностей песчано-алевритовых пород изучаемого пласта в приосевых частях отрицательных структур.

Зона максимальных мощностей песчано-алевритовых пород соответствует наиболее погруженной части впадины, вдоль которой, подчиняясь региональному наклону, в юго-восточном направлении протекала главная палеорека. В местах впадения в нее стекавших с бортов боковых притоков вводится поправка на увеличение мощности песчаников в соответствии с направлением и величиной каждого из притоков, т.е. изопахиты усредненных мощностей "оттягиваются" вверх по их течению.

4. Составление прогнозных карт гранулярных коллекторов немислимо без определения направления течения палеорек. В нашем случае оно определяется диагональю параллелограмма, одной стороной которого является региональный наклон ДДВ, а другой - наклон одного из его бортов. Кроме того, на конфигурацию палеодренажной сети влияют и разломы кристаллического фундамента, параллельные основному направлению течения палеорек (во многих случаях к ним приурочены русла палеопотоков).

Анализ фактического материала показывает следующую закономерность - если рельеф борта ДДВ очень расчленен и сам борт крутой, то направление течения палеорек не согласуется с простиранием разломов. Палеореки в этом случае текут по межструктурным перегибам, подчиняясь в основном наклону борта; иногда

они совпадают с зонами нарушений, простирание которых совпадает с наклоном борта.

Наоборот, при достаточной выровненности палеорельефа течение рек подчиняется не конфигурации пликативных структур, а простиранию разрывных нарушений. Анализ показывает, что при незначительном наклоне бортов палеопотоки контролируются разломами, простирание которых совпадает с простиранием ДДВ, а при больших градиентах наклона бортов – с направлением их наклона.

5. Эффект унаследованности развития палеоструктуры и палеорельефа, определяющий унаследованность рисунка палеодренажных систем и, как следствие, вариаций мощностей песчано-алевритовых литофаций, может быть в достаточной мере использован лишь в зонах постоянной высокой активности галокинеза. Таковы, например, Гнединцевско-Богдановская и Журавковская зоны.

Стрежневые части палеорек, а следовательно, и максимальные мощности песчано-алевритовых пород приурочены здесь к межструктурным перегибам. К сводам рассматриваемых поднятий песчанность терригенных отложений уменьшается вплоть до полного замещения песчано-алевритовых пород глинистыми (Светличное, Богдановское, Журавковское поднятия). Структурный же план Талалаевско-Великобубновской и Софиевско-Ярошевской зон, в пределах которых девонские соленосные отложения отсутствуют или маломощны, определялся, вероятно, реверсивными подвижками кристаллического фундамента, что приводило в конечном итоге к очень частым и резким изменениям конфигурации речной сети за сравнительно небольшие промежутки времени.

6. В процессе составления прогнозных карт коллекторов принципы латерального тренд-анализа могут и должны сочетаться с экстраполяцией выявленных закономерностей сверху вниз по разрезу. В настоящее время в северо-западной части ДДВ чрезвычайно актуален вопрос прогнозирования гранулярных коллекторов бобринского горизонта. Залегающие в основании крупной визейско-серпуховской ритмосерии песчано-алевритовые литофации этого горизонта повсеместно на Русской платформе доминируют по мощности по сравнению с вышележащей частью ее разреза и являются вмещающим залежей углеводородов.

В Нижнем Поволжье М.Г. Шебалдина и Л.П. Съестнова [2] установили унаследованность конфигурации палеодренажных систем бобринского, тульского и алексинского горизонтов, отражающую унаследованное развитие региональной и локальной палеоструктур.

Пока нет оснований считать, что в северо-западной части ДДВ на рубеже среднего и позднего визе произошла перестройка структурного плана. В связи с этим последовательное составление прогнозных карт гранулярных коллекторов продуктивных горизонтов сверху вниз по разрезу верхнего визе должно явиться основой для составления подобных карт продуктивных горизонтов В-26 и В-27 среднего (нижнего по номенклатуре, принятой в ДДВ) визе.

Прогнозные карты составлены для продуктивных горизонтов В-15+В-16в, В-17в, В-18, В-19 верхневизейского разреза.

Отметим наиболее интересные поисковые объекты, а также особенности, представляющие теоретический интерес.

1. Каждая из карт демонстрирует конфигурацию палеодренажной системы, обусловленную палеоструктурным и палеогеоморфологическим планом (рисунок, см. вкл.)

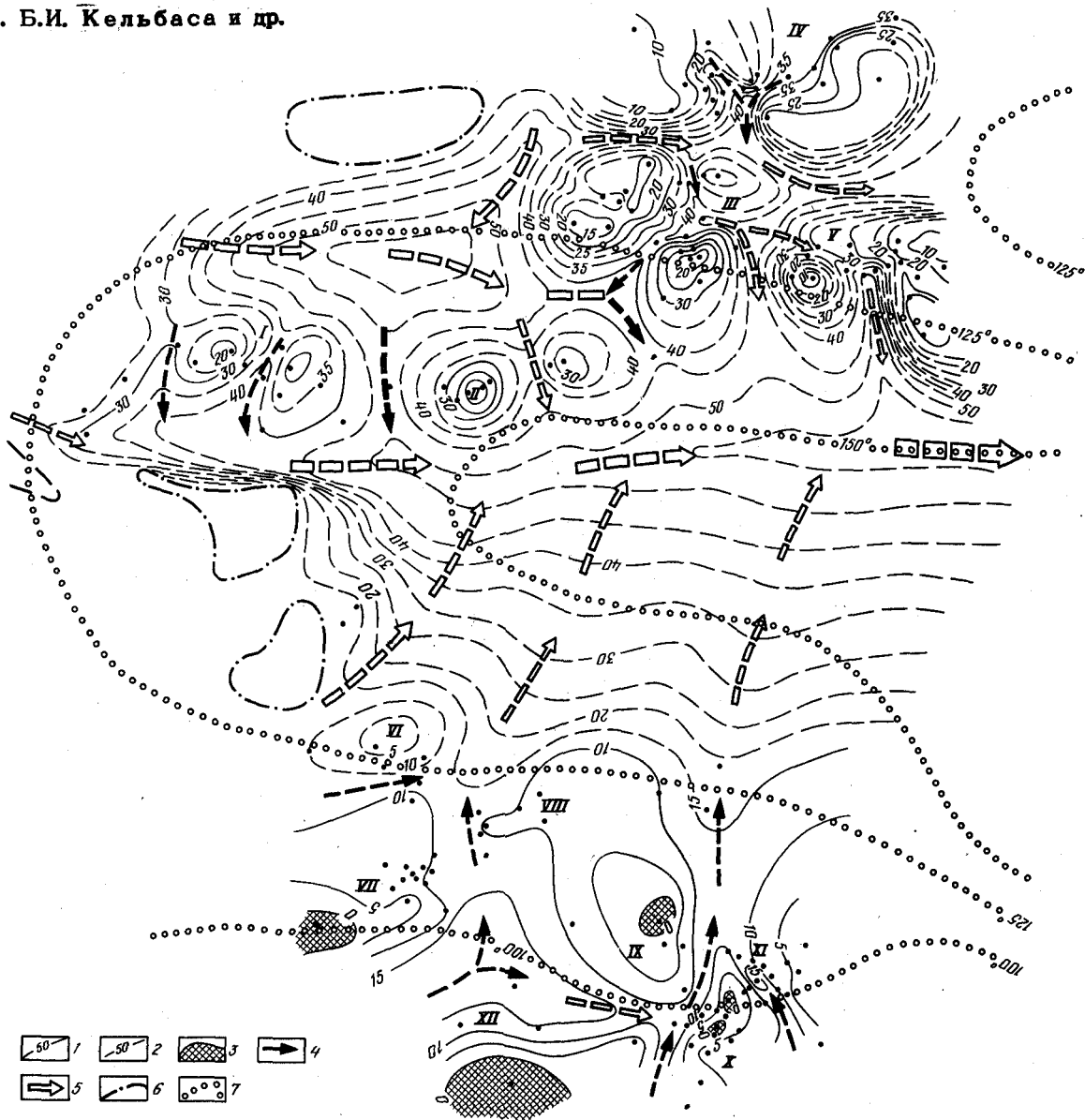
Максимальная мощность коллекторов порядка 50–75 м постоянно тяготеет к погруженной части Сребненского прогиба. Несмотря на глубины залегания порядка 4,5–5,5 км, в средней части мощных пластов крупнозернистых песчаников главного русла Припятско-Днепровской палеореки должны сохраниться коллекторы с хорошими емкостными и фильтрационными свойствами. В связи с этим бортовые части Сребненского прогиба представляют весьма перспективный объект для поисков залежей сводового типа.

Контрастность палеорельефа северной прибортовой зоны сохраняется для времени отложения всех изученных продуктивных горизонтов. Выраженные в палеорельефе поднятия Софиевско-Ярошевской, Скороходовско-Талалаевско-Артюховской и Стряпчинско-Великобубновской антиклинальных зон способствовали отчленению от главного русла потока Припятско-Днепровской палеореки дополнительных вдольбортовых артерий. Одна из них постоянно протекала вдоль оси компенсационной мульды между Дмитриевским соляным поднятием и Софиевско-Ярошевским валом, русло другой проходило вдоль синклинальной зоны между Талалаевской и Великобубновской группами поднятий. Максимальная мощность песчаников, отложенных этими речными артериями, достигает 60–70 м (пласты В-17в, В-18, В-19). Обширная зона выклинивания в ареале активного роста Дмитриевского соляного поднятия намечается на карте пласта В-18 и отчетливо проявляется на карте пласта В-15+В-16в.

Этот район требует дальнейшего изучения с целью постановки здесь параметрического бурения на предмет выявления залежей в зоне литологического замещения песчаников продуктивных горизонтов нижнего карбона.

2. Из четырех изученных возрастных интервалов два (пласты В-17в и В-18) приходятся на период формирования более высоких градиентов наклона тектонического рельефа в северной прибортовой зоне по сравнению с южной. Русло главной палеореки прижималось в эти периоды к северному борту Сребненского прогиба. Во время отложения пласта В-19 градиенты наклона обоих бортов впадины были примерно равными, в период отложения пласта В-15+В-16в южная прибортовая зона имела более высокий градиент наклона и русло главной палеореки прижималось к южному борту Сребненского прогиба.

3. Максимальная контрастность палеорельефа южной прибортовой зоны фиксируется для времени отложения пласта В-15+В-16в, однако выклинивание коллекторов на сводах солянокупольных структур наблюдается и в период отложения пласта В-17в. Наибольший интерес, по-видимому, представляет район Журавковского штока. Насколько хаотичным было поднятие соли в его пределах,



Прогнозная карта продуктивного верхневизейского горизонта В-17в Сребненского прогиба и прилегающей территории

1 - изопахиты проницаемых песчано-алевроитовых литофаций на разбуренных структурах, м;
 2 - то же, на неразбуренной территории; 3 - зоны замещения песчано-алевроитовых пород глинистыми; 4 - интерпретация палеодренажных систем на разбуренных структурах; 5 - то же, на неразбуренной территории; 6 - контуры соляных штоков; 7 - палеоизотермы, определенные по отражательной способности витринита. Современные локальные поднятия: I - Софиевское, II - Ярошевское, III - Талалаевское, IV - Великобубновское, V - Артоховское, VI - Шуровское, VII - Мильковское, VIII - Леляковское, IX - Светличное, X - Богдановское, XI - Гнединцевское, XII - Журавковское

можно судить, сравнивая конфигурацию зон минимума песчаности различных пластов.

Пласт В-19 – район скв. 5, 6, 7, 8; пласт В-18 – район скв. 5, 7, 8 (в районе скв. 6 формируется прогиб и мощности песчаников возрастают до 21 м); пласт В-17в – район скв. 5, песчаники здесь не отлагались; пласт В-15+В-16в – район скв. 2, 7, 8, 205 Леляковской, песчаники здесь не отлагались.

Прихотливые изменения контуров зон выклинивания коллекторов над зарождающимся соляным массивом повышают перспективы обнаружения здесь в благоприятной структурной ситуации не стратиграфически или тектонически экранированных ловушек, а ловушек литологического замещения. Это новый аспект в изучении приштоковых зон северо-западной части впадины, и он требует, на наш взгляд, дальнейшего изучения и детализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабадаглы В.А. Методика прогнозирования терригенных коллекторов. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, № 5.
2. Литология подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы / Д.Л. Федоров, В.А. Бабадаглы, С.В. Яцкевич и др. Саратов, 1977.
3. Babadagly V.A. A method of forecasting terrigenous reservoirs of oil and gas. – Int. Geol. Rev., 1976, N 4.

УДК 553.98.061.4+553.98.061.7:001.8(084.3)(476-13)

**Л.А. Демидович, Ф.Я. Бенсман, В.В. Масюков,
Н.З. Заляев**

МЕТОДЫ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗНЫХ КАРТ КОЛЛЕКТОРОВ И ПОКРЫШЕК (НА ПРИМЕРЕ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА)

В основу построения прогнозных карт размещения коллекторов девонских нефтеносных отложений Припятского прогиба положена классификация коллекторов, предложенная Л.А. Демидовичем. Исходя из емкости-фильтрационных свойств и структуры пустотного пространства выделены 7 классов пород-коллекторов и покрышек.

Для выяснения основных закономерностей распространения последних предварительно строились рабочие схематические изменения величин пористости и эффективной мощности по отдельным горизонтам в пределах локальных структур и прогиба в целом.

Достаточно широко наряду с традиционными методами обработки данных геофизических исследований скважин применялась методика непрерывных функциональных преобразований и интеграции каротажных диаграмм в геологически информативные параметры. Сущность

этой методики состоит в следующем. Функциональными преобразованиями показания геофизических методов разной природы приводятся к сопоставимым между собой масштабам и проводится совместный их анализ путем парного сравнения их в определенной последовательности и в разных комбинациях. Обработка осуществляется на ЭВМ. Критерием решения той или иной задачи является характер и величина расхождения приведенных параметров, выбранных в соответствии с поставленной задачей. Интеграцией комплекса данных НГК, ГК, АК, БК определялись вещественный состав пород (содержание кальцитового, доломитового, песчаного и глинистого материала в них), общая и эффективная пористость, оценивались соотношение связанной и свободной воды в порах, а также характер насыщения (нефть – вода). Разделение пород на коллекторы и не коллекторы осуществлялось по совокупности всех этих данных.

Основное преимущество данной методики – детальный учет литологической неоднородности пород и содержания связанной воды в них при оценке пористости и выделении коллекторов, что достигается благодаря привлечению ЭВМ. Опыт показал, что при изучении неоднородных разрезов Припятской впадины такой детальный многофакторный анализ совершенно необходим, без него невозможно уверенно классифицировать коллекторы и покрышки.

Таким образом, при построении упомянутых выше карт использовались результаты количественной обработки промыслово-геофизических материалов как сотрудников БелНИГРИ (В.В. Масюков, Н.З. Заляев – западная часть прогиба и Н.Т. Аракчеев, А.Ш. Хайбулин – восточная часть прогиба), так и геологов и геофизиков производственных организаций УГ при СМ БССР, объединения Белоруснефть и треста Белнефтегеофизика (З.Л. Познякевич, И.А. Слободянюк, В.А. Кузняный, Я.Н. Абдухаликов, Е.Н. Мещерская и др.). Было проанализировано значительное количество скважин. Лишь по наиболее глубоко залегающим горизонтам изучено: по ярануско-наровским отложениям – около 60 скважин (более 25 площадей), по старооскольским – более 180 скважин (83 площади) и по пашийско-кыновским – также более 180 скважин (79 площадей); кроме того, были привлечены материалы обработки kernового материала 134 скважин (70 площадей), вскрывших разрез ярануско-наровского, 180 скважин (80 площадей) – старооскольского и более 160 скважин (79 площадей) – пашийско-кыновского горизонта. Для саргавского горизонта проанализировано около 170 скважин, семилукского и воронежского горизонтов – 150 скважин.

При этом в основу построения прогнозных карт размещения коллекторов положены закономерности изменения суммарных эффективных мощностей и средневзвешенных значений их емкости.

Для удобства сопоставления полученных результатов за нижний предел емкости принята величина пористости, равная 10% (для терригенных горизонтов) и 4% (для карбонатных).

Сечение изопахит эффективных мощностей и изолиний емкости коллекторов выбиралось, исходя из конкретного материала по каждому горизонту. Так, для пашийско-кыновского горизонта оно состав-

вило соответственно 5 м и 2%. Кроме того, прогнозирование коллекторов производилось с использованием детальных карт опробования и испытания продуктивных отложений. Районирование Припятского прогиба по классам коллекторов осуществлялось с учетом комплексного тектоно-литолого-геохимического метода, в соответствии с принципами которого показано, что основное влияние на распространение литологических типов пород и их физические свойства оказывает расчлененность дна морского палеобассейна и конседиментационный характер развития локальных структур, обуславливающих условия седиментации, так и в значительной степени характер последующих постседиментационных процессов.

Исходя из общегеологических представлений и основываясь на литологических особенностях и закономерностях распространения девонских отложений региональными покрывками в Припятском прогибе следует считать многосотметровые соленосные образования елецко-лебежанского и ливенского возраста и глинисто-карбонатные отложения евановского горизонта, локальными покрывками в подсолевом разрезе могут служить верхние части наровского и пашийско-кыновского горизонтов, менее уверенно-глинистые пачки старооскольских отложений, а также нижние и верхние части саргаевского и воронежского горизонтов.

В основу прогнозирования качества глинистой покрывки "кыновского" возраста (пачка II) положены следующие параметры: мощность данной пачки, ее глинистость (песчанистость), максимальная мощность единого глинистого пласта, а также минералогический состав глин, которые отображены на картах специальными условными обозначениями. Принятая методика исследования надежности покрывок не является всеобъемлющей и представляет собой предварительный этап в изучении данной проблемы.

УДК 55(084.3)"313":553.98.061.7

Л.А. Демидович, Г.А. Каледя, Г.Э. Прозорович
ЛЕГЕНДА И ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ
ПРОГНОЗНЫХ КАРТ ПОКРЫШЕК
ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА

Развитие геологии нефти за последние два десятилетия показало, что изучение покрывок залежей углеводородов имеет большое практическое и научное значение для решения многих вопросов поисков и разведки месторождений одного из важнейших видов минерального сырья современности.

Породы - коллекторы нефти и газа уже давно подвергаются тщательному и детальному исследованию: изучаются и картируются выдержанность по простиранию пластов-коллекторов, их эффектив-

ная мощность, коллекторские свойства, литологические особенности и т.д. Покрывки залежей углеводородов привлекли к себе пристальное внимание исследователей сравнительно недавно. Это обусловлено тем, что они не вмещают, а лишь экранируют залежи, и, следовательно, их параметры не используются при подсчетах запасов и составлении проектов разработки. Тем не менее целенаправленное изучение покрывок имеет существенное значение при: 1) прогнозе размещения залежей и этажа нефтегазоносности в пределах нефтегазоносных бассейнов; 2) решении некоторых вопросов разработки месторождений; 3) выяснении условий формирования залежей углеводородов; 4) создании подземных естественных газохранилищ.

При составлении прогнозных карт покрывок следует учитывать тот факт, что об экранирующей способности их очень часто можно судить лишь косвенно. Это объясняется прежде всего тем, что трещиноватость пород определяет флюидопроводимость покрывок. Трещиноватость во многих случаях не фиксируется в керне, так как распространена локально, а трещины часто ориентированы субвертикально. Поэтому трудно, а порой невозможно оценить лабораторными методами трещинную проницаемость всего тела покрывки.

Важнейшим принципом изучения и прогноза покрывок является использование вероятностно-статистического направления [2], заключающегося в выявлении количественных зависимостей между различными параметрами, представляющими строение и качество покрывок (мощность, глубина залегания, неоднородность, минералогический состав, соотношение с подстилающим коллектором и т.д.), с одной стороны, и параметрами, характеризующими экранируемые ими залежи и углеводороды, заключенные в них (высота залежей, полнота заполнения ловушек, уровня ВНК в соседних залежах, свойства нефтей и их газонасыщенность, состав углеводородных газов и т.д.), с другой.

Трещиноватость и эффективная пористость определяют различную проницаемость пород, слагающих покрывки. Величина пористости, сообщаемость между порами, размеры пор во многом определяются литологическим составом пород, размером частиц и их агрегатов, которыми сложены породы, степенью катагенетической измененности. Эти же свойства во многом влияют на трещиноватость пород.

Непосредственно условиями седиментации обуславливаются все элементы, характеризующие неоднородность карбонатных, глинистых и галогенных покрывок. Наиболее однородные по литологическому составу покрывки с минимальным содержанием прослоев песчано-алевритовых пород формируются в тех участках бассейнов седиментации, которые менее всего подвержены влиянию источников поступления обломочного материала. Такие участки бассейнов расположены, как правило, на удалении от берега моря или в центральных участках солеродных бассейнов.

Наконец, процессы эпигенетических изменений (трансформация глинистых минералов, дегидратация сульфатных и глинистых, мине-

ралов и т.д.), приводящие к ухудшению экраняющих свойств, наиболее медленно протекают в однородных по строению пачках. Поэтому с точки зрения вторичных преобразований пород наиболее мористые отложения выгодно отличаются от образований иных фациальных обстановок.

Из всего сказанного вытекает, что в основу прогноза покрышек должны быть положены принципы литолого-фациального анализа и картирования.

Исходя из названных выше основных принципов изучения и прогноза покрышек, легенда прогнозных карт включает обозначения: а) литологические и петрографические; б) фациальных условий седиментации; в) свойств покрышек (трещиноватость, пористость, давление прорыва и т.д.); г) параметров залежей углеводородов и распределения нефтегазопроявлений относительно покрышек (выше них, или под ними); д) для районирования территории по степени надежности покрышек.

Легенда для первых двух пунктов может быть заимствована из работы Г.А. Каледы с соавторами [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Каледа Г.А., Пожарская Г.Ф. и др. Методические указания по составлению литолого-палеогеографических карт масштабов 1:1 000 000, 1:500 000, 1:200 000. М., 1977.
2. Прозорович Г.Э. Покрышки залежей нефти и газа. М.: Недра, 1972.

УДК 553.98.061.4:551.735/+550.81(477.5)

**М.В. Багдасарова, М.И. Бланк, Л.Г. Винниченко,
В.А. Кривошея, В.И. Мясников, Н.Т. Пашова,
В.М. Тесленко-Пономаренко, Ю.В. Трухачев**

КОЛЛЕКТОРСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД НИЖНЕГО КАРБОНА ДНЕПРОВСКО- ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА НА БОЛЬШИХ ГЛУБИНАХ

Изучение коллекторских свойств пород нижнего карбона в ДДВ началось еще в довоенный период на приштоковых участках Роменского поднятия. К настоящему времени по нижнему карбону центральной части региона накоплен большой фактический материал (порядка 600 разрезов скважин и свыше 3000 замеров емкостных и фильтрационных свойств пород), который позволяет достоверно оценивать и прогнозировать коллекторские свойства этих пород.

В нижнем карбоне содержится три нефтегазоносных комплекса: серпуховский, верхневизейский и нижневизейско-турнейский. В серпуховских отложениях породами-коллекторами являются прибрежно-морские песчаники, полевошпат-кварцевые, средне- и крупнозернистые, иногда конгломератовидные, приуроченные к средней и верхней частям разреза. Мощность пластов песчаников меняется от 2-5 м до 40-50 м. Установлено, что в прибортовых зонах и в западной части территории песчаные пласты маломощные, а в зоне центрального грабена и в восточной части мощность серпуховских песчаников резко возрастает. В пределах исследуемой территории наиболее выдержаны серпуховские пласты Н-4, Н-5.

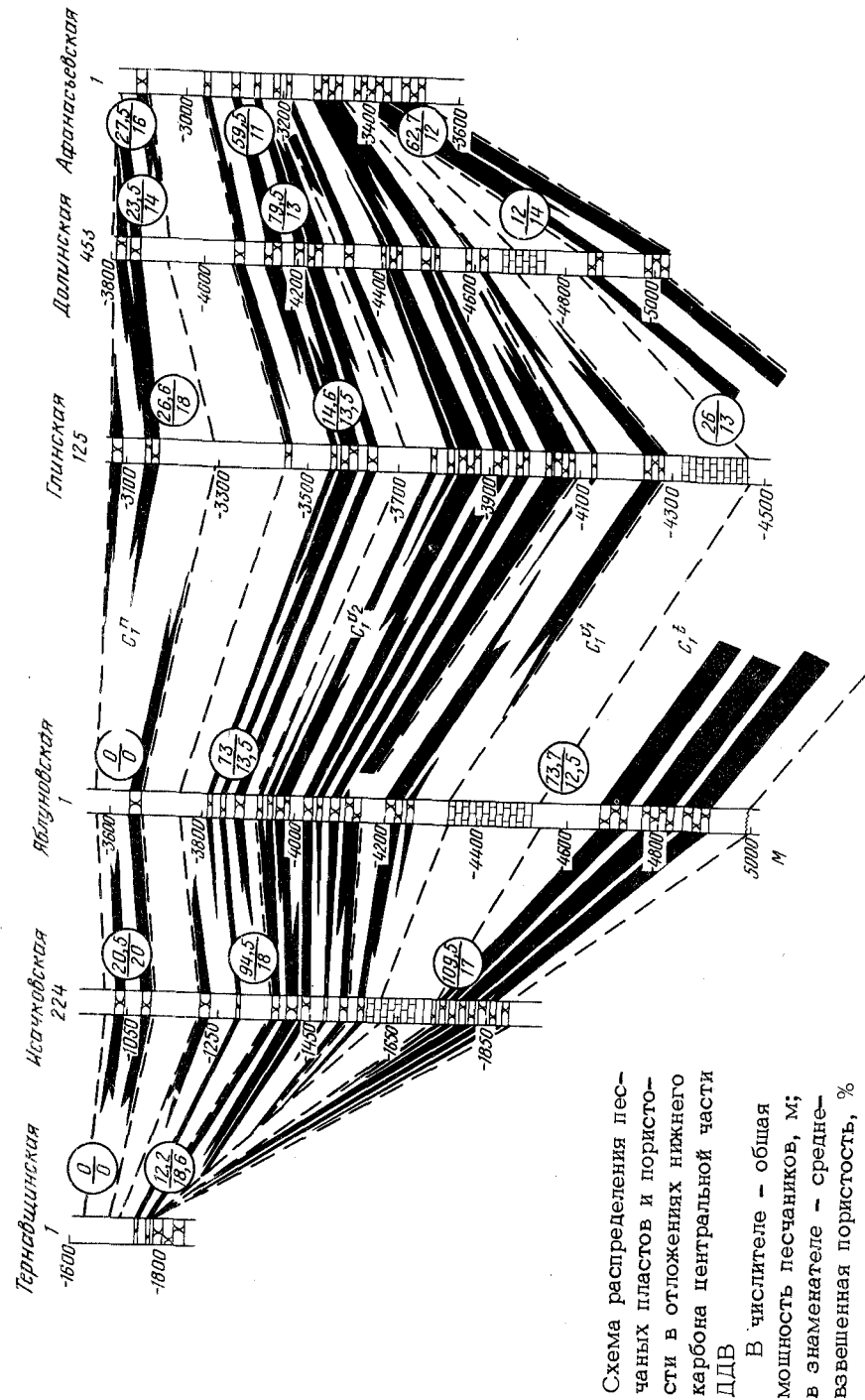
В верхневизейских отложениях породами-коллекторами служат многочисленные мелко- и среднезернистые преимущественно кварцевые песчаники. В общем мощность пластов песчаников меньше на крыльях впадины, нежели в ее центральной части. Однако, судя по материалам бурения, промысловой геофизики, профильных и площадных построений, распределение песчанности и коллекторов по разрезу и площади достаточно сложное (рисунок), отдельные пласты песчаников выклиниваются как по восстанию, так и по падению. Наблюдается увеличение содержания песчаников от бортов к приосевой зоне (за исключением южной прибортовой зоны). Закартированы участки с повышенной песчанностью разреза вблизи валоподобных поднятий и локальных структур (Глинско-Розбышевский вал, Тимофеевка, Гадяч, Артюховка, Солоха и др.). В разрезе ряда локальных структур отмечается целая система песчаных линз, что свидетельствует об аккумуляции песчаных тел на сводах локальных поднятий. Однако в целом картина представляется более сложной и нуждается в существенной детализации.

Наиболее выдержаны песчаные пласты В-14, В-16, В-18, расположенные в средней и нижней частях верхневизейского разреза. Мощность пластов песчаников изменяется в широких пределах, но в общем она невелика - 10-20, реже 30-50 м.

В нижневизейских и турнейских отложениях, которые пока еще изучены недостаточно, коллекторами служат карбонатные и песчаные породы. Карбонатные коллекторы представлены органогенно-детритовыми доломитизированными трещиноватыми известняками.

Песчаные пласты-коллекторы различаются по составу: в северной прибортовой зоне ДДВ песчаники, в основном кварцевые, от мелко- до крупнозернистых, реже гравелитистых, различной степени сортировки с глинистым, карбонатно-глинистым, реже кварцево-глинистым цементом; в центре и на юге впадины - полевошпат-кварцевые, различной зернистости, с преобладанием карбонатной составляющей в цементе. Характерная особенность этих осадочных образований - значительная мощность песчаных пластов (50-100 м).

Анализ материалов лабораторных исследований физических свойств пород и данных промысловой геофизики показывает, что особенности пространственного изменения параметров зависят от глубин за-



легания, минералогического состава пород, размера частиц и их сортировки, содержания и типа цемента и др.

Оценка степени преобразования пород и их коллекторских свойств базируется на определении интенсивности катагенеза (по стадиям метаморфизма углей, различным ассоциациям и типу цемента, структурным преобразованиям обломочных пород и др.). Для центральных районов ДДВ установлено, что уже на глубинах 2500-3500 м значительная часть пород претерпевает сильное уплотнение и цементацию, и преобладают в разрезах продуктивных толщ коллекторы с низкими емкостными и фильтрационными параметрами (K_{II} - до 10%; $K_{пр}$ - до 10 мД), а снижение емкости коллекторов порового типа не всегда компенсируется нарастающей трещиноватостью пород.

Максимально возможная глубина развития коллекторов с оптимальными параметрами не установлена ни в одном из нефтегазовых бассейнов мира.

Установлено, что для нижнекаменноугольных отложений в зоне позднего катагенеза (глубже 3500 м) происходит закономерное снижение средних значений пористости обломочных пород. Однако на этом фоне проявляется широкая гамма локальных явлений, не только нарушающих общую тенденцию, но иногда приобретающих ведущее значение (аномалии пористости на Тимофеевском, Анастасьевском, Котелевском и Березовском месторождениях). Такие аномальные значения пористости одни исследователи связывают с перерывами в осадконакоплении [1, 2], другие - с воздействием на породу агрессивных флюидов гипогенной природы [3].

Нефтегазоносность больших глубин ДДВ доказана открытием залежей газа и нефти на глубине свыше 4500 м - на Анастасьевском, Богатойском, Васильевском, Восточно-Полтавском, Гадячском, Котелевском, Краснознаменском, Харьковцевском, Яблуневском месторождениях, и свыше 5000 м - на Восточно-Полтавском, Клинском, Котелевском и Кошевойском месторождениях, приуроченных преимущественно к нижнекаменноугольным отложениям. Поэтому в настоящее время основной задачей является прогнозирование коллекторских свойств глубоко залегающих горизонтов нижнего карбона на наиболее перспективных участках центральной зоны региона. Для этого были составлены карты перспектив нефтегазоносности и резервуарных свойств серпуховского, верхне-, нижневизейского и турнейского нефтегазоносных коллекторов до глубины 6000 м. Для прогнозирования коллекторских и резервуарных свойств были использованы замеренные и расчетные данные пористости и эффективной мощности песчаных пластов по ряду профилей и схем. Помимо этого, для оценки резервуарных свойств было введено понятие удельной емкости ($E_{уд}$), представляющее собой произведение суммарной эффективной мощности пластов-коллекторов в нефтегазоносном комплексе на средневзвешенную пористость. Основываясь на проведенных исследованиях, мы считаем, что для серпуховских отложений, перспективных в области Степо-

В.А. Аверьев, М.В. Грабовецкий

ПЕСЧАНИКИ ТУРНЕЙСКОГО ЯРУСА КАК ОБЪЕКТ ПОИСКОВ НЕАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ НА УЧАСТКЕ КРЕМЕНОВКА-БОГАТОЕ

Исследуемый район расположен в южной краевой части Днепровского грабена, где на фоне общего погружения поверхности кристаллического фундамента в северо-восточном направлении локализована относительно крупная Перещепинская впадина глубиной 6,5–7,5 км. Впадина отделена от центральных частей грабена протяженной Кременовско-Орельской зоной выступов фундамента с абсолютной отметкой его поверхности порядка 5–6,5 км.

До недавнего времени считалось, что в исследуемом районе осадочная толща залегает моноκлиально, локальные поднятия отсутствуют (исключая Перещепинскую и Богатойскую брахиантиклинали), а остальные структуры представлены структурными носами или террасами. Тематические и сейсморазведочными работами последних лет это представление было опровергнуто и доказано резко дифференцированное строение осадочных образований ниже карбонатной толщи турнейского яруса $C_{1t}(b-d)$.

Между кровлей девонской соли (репер R) и карбонатной толщей $C_{1t}(b-d)$ прослеживается терригенная толща, верхняя часть которой относится к зоне C_{1ta} , а нижняя — к фаменскому ярусу.

Рассматриваемая терригенная толща вскрыта ограниченным числом скважин: 1 Котовской, 21 Гавришевской, 22 Лычковской, 44, 46 и 47 Перещепинскими, 403, 12, 1 и 2 Богатойскими. На Перещепинском поднятии эта толща имеет незначительную мощность (в скв. 46–8 м, в скв. 47–93 м) и представлена в основном уплотненными породами с низкими коллекторскими свойствами (в скв. 46 и 44 коэффициент пористости 0–2,2%; проницаемость около 0 мД).

Более полный разрез терригенной толщи $C_{1ta}-D_3fm_1$ вскрыт скв. 22 Лычковской и 21 Гавришевской. В скв. 22 это сравнительно маломощная пачка, представленная переслаиванием алевролитов, аргиллитов, доломитов и песчаников, залегающих на брекчии. Песчаники составляют около 30% и образуют пласты мощностью до 10 м. В верхней части разреза выделяется 40-метровый пласт песчаников с улучшенными коллекторскими свойствами (интервал 3857–3897 м; коэффициент пористости 5,5–17,7%; проницаемость 0,1–161 мД). Общая мощность пород $C_{1ta}-D_3fm_1$ в скв. 22 составляет 270 м.

В разрезе скв. 21 Гавришевской площади нижняя часть терригенной толщи представлена карбонатно-терригенными породами. Выше по разрезу мощность песчаных пластов увеличивается до 25 м, улучшаются коллекторские свойства (интервал 3970–4130 м; коэффициент пористости 1,3–8,9%; проницаемость 0,01–12,6 мД).

вая-Зеньков-Семиренька-Ольшаны-Октябрьское, первоочередными объектами являются Кочубеевская ($K_{п} = 12-15\%$, $E_{уд} = 9-15$), Ковалевская, Западно-Ковалевская и Порскалевская структуры ($K_{п} = 11-13\%$; $E_{уд} = 7$).

Для верхневизейских отложений, доступных для бурения на 6000 м, на погруженных участках в западной половине исследуемой территории первоочередными объектами являются Берестовский и Липоводолинский выступы с его южным погружением, где $K_{п} = 13-14\%$; $E_{уд} = 10-15$. Здесь расположено много прогнозных погребенных структур: Лычковская, Побиванская, Русановская, Яснопольщинская и др. Весьма перспективны южное крыло Глинско-Розбышевского вала ($K_{п} = 12-14\%$; $E_{уд} = 15$) и Луценковско-Краснозаводская полоса поднятий ($K_{п} = 10-11\%$; $E_{уд} = 9-10$). Высокие коллекторские свойства предполагаются на прогнозных поднятиях, расположенных в погруженных зонах Глинско-Розбышевского, Солоховско-Диканьского и Радченковско-Малосорочинского валоподобных поднятий на глубинах 5500–5900 м, где $K_{п} = 11-12\%$; $E_{уд} = 10$. На Гоголевско-Абазовской полосе поднятий ожидается уменьшение $K_{п}$ до 9–10%, а $E_{уд}$ до 7.

Перспективы нефтегазоносности турнейских отложений до глубины 6000 м связаны со сравнительно неширокими полосами в северной и южной прибортовых зонах и зоной центрального грабена в северо-западной части рассматриваемой территории. Первоочередные объекты для поисков залежей в этом комплексе: Лычковско-Богатойская зона ($K_{п} = 10-15\%$, $E_{уд} = 10-11$), полоса Тимофеевка-Бельск ($K_{п} = 10-18\%$; $E_{уд} = 5-10$). Значительный интерес представляют поднятия на Липоводолинском выступе в его южном окончании ($K_{п} = 9-14$; $E_{уд} = 5-7\%$) и структуры Озерянско-Краснозаводского вала (Луценки, Свиридовка и др.) с пористостью 9–10% и удельной емкостью 8–9.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голая А.Л., Трухачев Ю.В., Индутный В.Ф. Влияние перерывов в осадконакоплении на формирование порового пространства коллекторов центральной части Днепровско-Донецкой впадины. — Нефт. и газ. пром-сть, 1976, № 4.
2. Зайковский Н.Я., Егурнова М.Г. Базальные толщи, их роль и значение в осадочном разрезе Днепровско-Донецкой впадины. — В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Техника, 1973.
3. Карпова Г.В., Тесленко-Пономаренко Б.М. Гипогенный эпигенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины). — Литол. и полез. ископ., 1978, № 5.

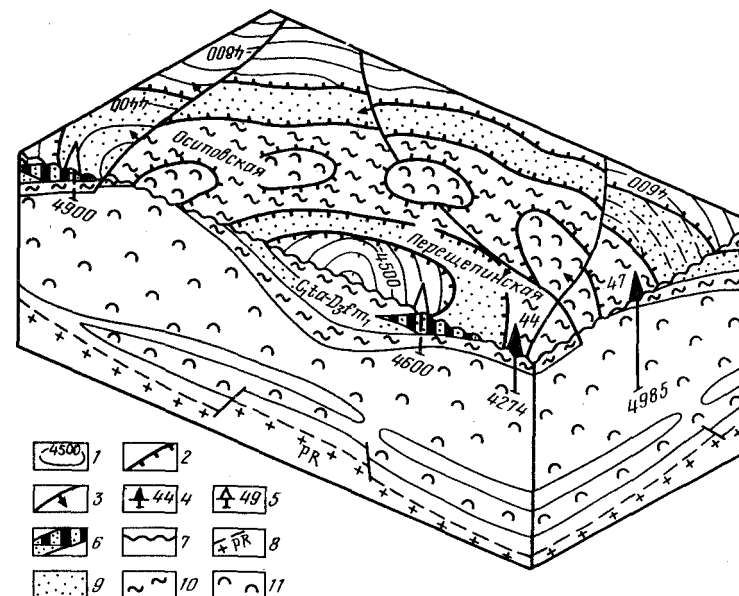
Верхняя часть разреза представлена переслаиванием аргиллитов с известняками, в меньшей мере – маломощными песчаниками с довольно неплохими коллекторскими свойствами (коэффициент пористости 1,1–13,0%; проницаемость 0–219,2 мД). Мощность пород, слагающих эту толщу в скв. 21, до 1100 м. Аналогичным составом характеризуется терригенная толща $C_{1ta}-D_{3fm1}$, вскрытая скв. 1 на Котовской площади, где ее мощность достигает 1400 м.

К комплексу отложений $C_{1ta}-D_{3fm1}$ в районе Перещепинской впадины, помимо известных Перещепинского и Богатойского поднятий, приурочены локальные погребенные брахиантиклинали преимущественно субширотного простирания: Котовское, Гавришевское, Лычковское, Рясковское, Александрийское – и прогнозируются авторами и другими исследователями (М.И. Бланк, Н.Т. Пашова и др.) Северо-Миновское, Южно-Бузовское, Осиповское палеоподнятия. Все они характеризуются изометричной формой и, по-видимому, являются солянокупольными структурами.

В подсолевой и межсолевой толщах девона в этом районе по сейсмическим отражающим горизонтам VI_2 и VI_1 выделены Бузовская, Демуренковская, Шкулиповская и Свечанская структуры.

В северной части площади наблюдается довольно обширная субширотная зона повышенного залегания осадочной толщи, прослеживающаяся к востоку от Новогригорьевского поднятия и отвечающая в общих чертах Кременовско-Орельской полосе менее глубоко залегающего кристаллического фундамента. В пределах зоны установлены Орчиковская и Мажаровская структуры и предполагаются поднятия Россоховатовское, Краснопольское, Водораздельное, Пешаковское, Заречное, Сомовское и Зайцевское, являющиеся структурами облекания и отличающиеся относительно большими размерами.

Приведенные данные свидетельствуют о необходимости более детального рассмотрения перспектив нефтегазоносности участка Осиповка-Перещепино и Орчиковской структуры террасы. На участке Осиповка-Перещепино, где установлено развитие больших масс девонской соли (от 200 м в межкупольных зонах до 1500 м в своде Перещепинского соляного купола), нижний структурный план (отложения нижнего турне – фамена) формировался под воздействием девонской соли, а также движений блоков фундамента. В результате структурный план кровли соли (на сейсмических профилях ей соответствует отражение R) имеет резко дифференцированное строение. Подобное строение имеет и структурный план песчаной пачки, выделяющейся в терригенной толще между кровлей соли и подошвой известняков зоны $C_{1t}(b-d)$ (рисунок). Эта пачка прослеживается преимущественно в прогибе между Перещепинской, Лычковской и Осиповской структурами, выклиниваясь по их периферии. В присводовой части Перещепинской и Осиповской структур и в своде Лычковского поднятия песчаная пачка размыва и карбонатные отложения $C_{1t}(b-d)$ залегают непосредственно на алеврито-аргиллитовой



Блок-диаграмма участка Перещепино-Осиповка

1 – изогипсы кровли пачки песчаных пород $C_{1ta}-D_{3fm1}$, м; 2 – границы выхода на предверхнетурнейскую поверхность стратиграфического несогласия пород нижележащей толщи нижнего турне и девона; 3 – сбросы; 4 – пробуренные скважины; 5 – проектируемые скважины; 6 – предполагаемые залежи углеводородов; 7 – линия стратиграфического несогласия; 8 – поверхность фундамента; 9 – песчаные породы; 10 – уплотненные породы; 11 – девонская соль

толще фамена. В своде Осиповского, а также в своде и на северном приподнятом блоке Перещепинского поднятий карбонатная толща залегают непосредственно на девонской соли.

На Перещепинском поднятии установлено месторождение нефти и газа. Продуктивны в нефтегазоносном отношении отложения башкирского и намюрского ярусов, верхневизейского подъяруса и карбонатные отложения турнейского яруса.

Продуктивность нижележащей толщи не выяснена. Предполагается, что на крыльях Перещепинской, Осиповской и Лычковской структур, где на поверхность предверхнетурнейской стратиграфического несогласия выходит песчаная пачка $C_{1ta}-D_{3fm1}$, экранируемая карбонатными породами толщи $C_{1t}(b-d)$, имеются кольцевые стратиграфически экранированные ловушки. Довольно крупные тектонические нарушения (до 250 м), развитые здесь, в значительной степени благоприятствуют сохранению залежей углеводородов.

Орчиковская структурная терраса – составная часть крупной зоны, отвечающей Кременовско-Орельскому выступу фундамента.

И.Н. Головацкий
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
АККУМУЛЯЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ
В ТУРНЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЯХ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

До последнего времени турнейские отложения в ДДВ не рассматривались как самостоятельный объект при ведении поисковых работ. На крупных скрытосолянокупольных и другого типа структурах (Глинско-Розбышевская, Качановская, Рыбальская и др.) с основными запасами углеводородов в породах виле, турнейские образования представлены карбонатно-терригенными породами небольшой мощности, в которых отсутствовали либо пласты-коллекторы, либо перекрывающие данный комплекс экранирующие толщи. Ранее считалось, что турнейские отложения в основном представлены прибрежно-континентальными фациями, которые переходят к центральной части впадины в мелководные аргиллиты, известняки и, в меньшей мере, песчаники, а в районе Донбасса – в глубоководные карбонатные отложения. Мощность их принималась 120–600 м.

В настоящее время накопилось достаточное количество материала, на основании которого можно заключить, что разрез отложений турнейского возраста более сложный и в центральной части впадины характеризуется чередованием глубоководных глинистых и карбонатных фаций с мелководно-прибрежными песчаниками и конгломератами. Такое чередование может способствовать образованию резервуаров, благоприятных для скопления углеводородов.

Так, разрез турнейского яруса на Руденковской площади в верхней части представлен песчано-глинистой толщей (C_{1tc}) мощностью до 180 м; в средней – карбонатной толщей (C_{1tb}) мощностью 180–200 м и в нижней – терригенной толщей (C_{1ta}) мощных пластов песчаников с подчиненными прослоями глин, аргиллитов и конгломератов общей мощностью более 500 м. Аналоги этих толщ изучены и на других площадях центральной части района.

На Талалаевской, Анастасьевской, Новотроицкой и Зачепиловской площадях турнейские отложения представлены только нижней терригенной, а на Клинской, Яблуньской и северо-западной периклинали Глинско-Розбышевской складки – всеми тремя толщами. На некоторых погруженных участках краевых частей центрального грабена полностью представлена только нижняя терригенная толща, а аналоги карбонатной небольшой мощности (до 20–30 м) состоят из глинистых известняков (Мартыновская площадь).

На основании изложенного можно констатировать, что от бортов впадины к ее оси и с северо-запада на юго-восток происходит уве-

Для осадочной толщи этого района характерны резкое сокращение мощности отложений, прежде всего девонского комплекса, и почти полное отсутствие соли. Такой характер распределения мощностей и структурные условия определяют весьма благоприятные условия для образования здесь ловушек неантиклинального типа – выклинивания песчаных пластов нижнетурнейского возраста, перекрытия их несогласно залегающими верхнетурнейскими отложениями. Крупные перерывы в осадконакоплении и резкое сокращение мощности осадочной толщи должно привести к опесчаниванию разреза, повышению кавернозности карбонатных пород и, таким образом, улучшению коллекторских свойств продуктивных толщ в этом районе.

Приведенные материалы о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности участка Перещепинской впадины, где развиты в основном солянокупольные поднятия и зоны Кременовско-Орельского выступа фундамента, где развиты структуры облекания, свидетельствуют о необходимости:

1. Проведения площадных сейсморазведочных работ КМПВ масштаба 1:100 000 с целью детализации строения поверхности кристаллического фундамента, определяющего во многом строение осадочной толщи.

2. Проведения опорной сети протяженных секущих сейсмических профилей и связок МОГТ (по возможности вдоль трасс профилей КМПВ) через основные структуры для получения общего представления о строении площади и увязки имеющихся материалов сейсморазведочных работ.

3. Бурения параметрических скважин в районе Орчиковской структурной террасы и кольцеобразного выклинивания нижнетурнейских отложений на периферических частях Лычковской, Осиповской и Перещепинской структур для изучения разреза турнейских отложений и привязки материалов сейсморазведочных работ.

4. Проведения детальных сейсморазведочных исследований для уточнения строения отдельных структур, а также КМТЗ для определения границ девонских соляных тел. Эти работы необходимо вести в комплексе с прямыми методами с целью выявления возможных неантиклинальных ловушек с последующим бурением поисковых скважин на отдельных структурных элементах, благоприятных в нефтегазоносном отношении.

Незначительные глубины залегания изучаемых объектов (4–6,5 км), довольно обширная территория исследуемого района, а также результаты проведенных сейсморазведочных работ и бурения позволяют выделить этот район как первоочередной для оценки перспективности его в нефтегазоносном отношении.

личение мощности пород турнейского яруса за счет появления в разрезе отложений зоны $C_1t(b-d)$. При этом на сводах крупных скрытосолянокупольных структур (например, Глинско-Розбышевской, Бельской, Рыбальской, Качановской) отложения турнейского яруса либо представлены в основном только породами нижней терригенной толщи небольшой мощности, либо отсутствуют вообще (на Гадячской и Шебелинской площадях).

Палеотектонические построения показывают, что отмеченное уменьшение мощностей вызвано не конседиментационным развитием структур в турнейское время, а проявлением предранневизейской складчатости с наложением влияния соляного тектогенеза и последующего размыва турнейских образований в сводах поднятий (Качановская, Тимофеевская и другие площади) или их прорыва солью (Гадячская площадь).

В пределах изученных структур самые полные разрезы турнейских образований наблюдаются в центральной части грабена на погребенных предкаменноугольных солянокупольных структурах, по периферии активных скрытосолянокупольных структур, а также по периферии соляных штоков. Не исключено, что такие же мощности турнейских отложений будут встречены и на погребенных нижнекаменноугольных структурах, сформировавшихся без участия соляного тектогенеза.

В турнейских отложениях уже доказаны промышленные скопления углеводородов на Новотроицкой, Тимофеевской, Руденковской, Богатойской, Яблунговской и других площадях. При этом крупные и средние месторождения в них приурочены к тем структурам, где коллекторы нижней терригенной толщи перекрываются слабопроницаемыми породами визейских образований либо глинисто-карбонатными отложениями зоны $C_1t(b-d)$ турнейского яруса.

Так, на Новотроицкой площади визейские отложения содержат только единичные линзовидные песчаные прослои и являются хорошим экраном для ловушки углеводородов в нижележащих маломощных образованиях турнейского яруса. Аналогичный экран наблюдается на Богатойской и Руденковской площадях.

На Тимофеевской площади небольшой мощности коллекторы в низах визейского яруса совместно с турнейскими составляют единый резервуар.

На Яблунговском месторождении продуктивная нижняя песчаная толща перекрыта глинами и глинистыми известняками зоны $C_1t(b-d)$, которые являются хорошей крышкой.

На тех структурах, где отсутствуют верхняя терригенная и карбонатная толщи турнейского возраста, а нижняя песчаная толща перекрыта визейскими отложениями, в значительной степени насыщенными песчаными пластами, промышленные скопления углеводородов в турнейском ярусе, как правило, отсутствуют (Качановская площадь).

Можно заключить, что в центральной части ДДВ турнейские образования должны служить самостоятельными объектами поисков залежей нефти и газа: в сводовых частях погребенных структур, где

можно предполагать перекрытие терригенных пород нижней части разреза турнейского яруса глинистой и карбонатной толщами того же возраста; в сводовых частях сквозных структур, где нижняя часть визейских образований представлена преимущественно глинистыми породами; по периферии приштоковых и скрытосолянокупольных структур, где отложения турнейского возраста прорваны солью.

В краевых частях впадины, где отсутствуют слабопроницаемые отложения глинистой и карбонатной толщ, ловушки для углеводородов могли образоваться во всех структурах перечисленных типов в тех зонах, где в нижней части визейского разреза преобладают глинистые образования.

Особого внимания требует изучение карбонатной толщи, с которой могут быть связаны резервуары трещинно-кавернозного типа (Богатойская площадь).

Интерес к данному типу коллекторов повышается еще и тем, что их емкостные свойства в меньшей степени зависят от катагенетического преобразования пород на больших глубинах по сравнению с коллекторами терригенного типа. Однако эти вопросы должны быть темой специальных исследований.

Изучение турнейских отложений на Богатойской и Руденковской площадях показало, что в ДДВ есть и турнейские складки, погребенные под моноклинально залегающими верхневизейскими отложениями.

Это позволяет выделять породы турнейского яруса в самостоятельный структурный этаж. Определенная унаследованность тектонических движений позволяет предположить, что структурные носы, выступы и террасы, которые картируются по визейским отложениям, являются отражением антиклинальных складок в турнейском комплексе пород.

На основании этого в центральной, более погруженной части ДДВ можно прогнозировать большое количество ловушек турнейского возраста.

При этом число объектов для поисков залежей нефти и газа в турнейских отложениях центральной части региона может быть больше, чем в визейских, в которых выявлено максимальное количество месторождений нефти и газа. Наличие мощных толщ коллекторов (Яблунговка, Тимофеевка), а также крупные размеры структур позволяют предполагать в турнейских отложениях благоприятные условия для аккумуляции средних и крупных скоплений углеводородов.

В связи с этим поиски и разведка месторождений будут экономически оправданными, несмотря на большие глубины залегания турнейских образований.

Н.Я. Барановская, Е.М. Луговая

**ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ ТЕРРИГЕННЫХ РАЗРЕЗОВ
КАК УСЛОВИЕ ОБРАЗОВАНИЯ
НЕФТЕГАЗОНАСЫЩЕННЫХ РЕЗЕРВУАРОВ
ТЕКТОНИЧЕСКИ ЭКРАНИРОВАННОГО ТИПА
(НА ПРИМЕРЕ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ)**

Значение литологического состава отложений при формировании тектонически экранированных резервуаров было изучено в зоне обрамления ловушки со стороны разрыва (включая и контакт с окружающими породами), а также в пределах самой ловушки.

Существенное влияние бокового литологического экрана на улавливание углеводородов у разрывных нарушений подтверждается отсутствием тектонически экранированных залежей в смежных блоках при соприкосновении по разрывам разновозрастных проницаемых горизонтов. Такого рода контактирование проявляется при мощностях пластов-коллекторов, превышающих амплитуды сбросов. Разработкой мезозойских залежей газа Бельского, Солоховского и Радченковского месторождений, а также разведкой нефтегазовых скоплений Прилукского, Кременовского, Лимановского, Солоховского, Рыбальского и Распашновского месторождений доказано, что единство гидродинамической системы смежных коллекторов соседних блоков не нарушается при амплитудах сбросов, меньших мощности продуктивных пластов.

Сбросы не служат препятствием и для взаимосвязи контактирующих между собой разновозрастных проницаемых песчаных пластов, в результате чего возникают "смешанные" гидродинамически единые системы.

На основании вышеприведенных сведений можно заключить, что локальные разрывы, как правило, самостоятельным изолирующим эффектом не обладают и им должна отводиться только роль "поспособников" формирования резервуаров тектонически экранированного типа в случаях смещения по разрывам экранирующих толщ на уровень проницаемых пород ловушки.

Учитывая высокие изолирующие свойства субрегиональных покрышек, можно полагать, что как боковые нефтегазоупоры они будут также более надежными, чем непроницаемые глинистые пласты-разделы местного значения. Нефтегазоносность тектонически экранированных резервуаров на гипсометрическом уровне смещенных по разрывам частей таких покрышек наиболее вероятна. Этот вывод подтверждается примерами залежей верхневизейского подъяруса в приподнятых блоках Качановского, Кибинцевского и Великбубновского (Рогинцевский свод) месторождений. Очевидно, еще более заметную роль в нефтегазоаккумуляции играют покрышки высокого ранга в тех разрезах, которые в значительной степени обогащены пес-

чаными пластами. Так, на Прилукском месторождении отложения башкирского яруса продуктивны только в погруженном по сбросу северо-восточном блоке, где песчаники Б-1, Б-2 и Б-3 приведены к уровню субрегионального экрана - "башкирской плиты" соседнего приподнятого блока. В последнем эти горизонты обводнены, так как контактируют с высокопроницаемым разрезом московского яруса.

Субрегиональные покрышки в полной мере выступают в роли боковых экранов при соизмеримости перемещений по сбросам и мощностей экранирующих толщ. Если же амплитуды разрывных нарушений невелики, то по ним контактируют фактически разновозрастные части разреза, и нефтегазоносность тектонически экранированных резервуаров в значительной степени зависит от характера этого разреза.

Анализ влияния литологического состава отложений в пределах ловушек на формирование залежей у разрывов (по материалам Качановского, Гнединцевского, Рыбальского и других месторождений) не подтвердил вывод Н.А. Калинина [4] о преимущественной приуроченности продуктивных горизонтов у разрывов к мелкой- и среднезернистым песчаникам, сделанный по материалам Южно-Эмбенского района. В частности, на Качановском месторождении в приподнятом крыле поперечного сброса в одних песчаниках с пористостью 20-23% (К-3, К-7 и др.) тектонически экранированные залежи сформировались, тогда как в других ($T_{ПК} + T_{П}$, К-11 и др.) песчаных горизонтах с такими же и даже ухудшенными коллекторскими свойствами накопления углеводородов не произошло.

С точки зрения вероятности аккумуляции нефти и газа в присбросовых резервуарах, более благоприятны такие разрезы, которые характеризуются частым чередованием глинистых пачек и пород-коллекторов, особенно, как указывают В.А. Витенко и Б.П. Кабышев [2], в условиях превышения числа непроницаемых пород над проницаемыми. Очевидно, при этом повышается вероятность присутствия боковых экранов при контактировании разновозрастных комплексов. Не случайно на Кременовском месторождении, где мощность единичных песчаных горизонтов меньше мощности разделяющих их пластов глины, у поперечного постседиментационного сброса амплитудой до 25 м сформировалось 13 тектонически экранированных залежей. В подобных условиях на Восточно-Новоселовском месторождении установлено 9 газовых залежей, в то время как у таких же разрывов, но при пониженной глинистости нижнекаменноугольного разреза, на Чижевском и Радченковском поднятиях выявлено по 1-2 залежи у сброса.

В том случае, когда проницаемые разности пород значительно преобладают в разрезе, при контактировании по разрыву часто образуются смежные сообщающиеся системы, которые объединяют оба крыла сброса. Сильная нарушенность структур при такой характеристике разреза может привести к гидродинамической связи всех песчаных горизонтов по вертикали путем их последовательного контактирования, что при отсутствии региональных мощных экранов (типа нижнепермского соленосного на юго-востоке впадины) вообще ис-

ключает возможность продуктивного насыщения стратиграфического комплекса (как в московском ярусе на Коломакской площади, в среднем карбоне на Бельской, Солоховской и Опошнянской складках, в нижнекаменноугольных отложениях на Сагайдакской структуре).

Необходимо заметить, что признак повышенной глинистости разреза на этапе предварительной оценки тех или других интервалов пород в отношении возможного нефтегазонасыщения у сбросов не всегда может быть достаточно информативным, так как при чрезмерном снижении объема песчаных пород, особенно их проницаемых разностей, залежи у разрывов могут оказаться единичными и нерентабельными для разведки. Поэтому этот признак обязательно должен дополняться условием чередования песчаников и глин в разрезе. При этом показателем вероятной степени перемежаемости названных разностей пород в комплексе может служить число продуктивных горизонтов на ближайших месторождениях в пределах складок и его следует учитывать при определении направлений поисков тектонически экранированных залежей.

Для того, чтобы предварительно определить, при какой насыщенности стратиграфических комплексов песчано-алевролитовыми разностями чаще образуются нефтегазовые скопления у разрывов, статистически увязано число тектонически экранированных залежей (по 21 месторождению с такого типа залежами) с разрезами, которые характеризуются различной песчаностью. Эти данные сопоставлены с распространением разрезов при различном содержании в них песчаников и алевролитов раздельно на всех месторождениях и на разбуренных площадях региона.

Оказалось, что 70% тектонически экранированных залежей в визейских отложениях у сбросов на складках выявлено в диапазоне песчаности 20-49%. При этом максимальное количество залежей у разрывов (30%) установлено в визейских разрезах с песчаностью 30-39%, на основании чего можно предварительно, до подтверждения большим количеством данных, заключить, что разрезы с таким содержанием песчано-алевролитовых пород более благоприятны для нефтегазонакопления у сбросов.

В итоге проведенных исследований подтвержден сделанный ранее по другим нефтегазоносным регионам вывод [1,3,5,6] о том, что контактирование песчаников ловушки с глинистыми (либо соленосными) отложениями должно расцениваться как благоприятный признак для сохранения нефтегазовых скоплений.

Рассмотренные доказательства однонаправленного влияния литологии вмещающих толщ на процессы сохранения нефтегазовых скоплений у разрывов позволяют использовать факторы контактирования слабопроницаемых и проницаемых разностей терригенных пород по разрыву, а также частого чередования их в пределах ловушек при превышении мощностей первых в качестве информативных признаков при определении перспективных направлений поиска тектонически экранированных залежей. Для этих целей предлагается использовать, в частности, районирование территории распространения пород верхневизейского подъяруса по соотношению глинистых и песчано-алевро-

литовых разностей. Выделяются следующие участки, различающиеся по условиям формирования тектонически экранированных резервуаров: 1) на востоке центральной части грабена (восточнее Глинско-Розбышевского месторождения), где преобладают в разрезе песчано-алевролитовые разности, но с небольшими проницаемыми интервалами; 2) район между Гоголевским и Суходоловским месторождениями (включая и Ольшанскую площадь), где вследствие значительной глинистости разреза нигде не установлены продуктивные горизонты; 3) на западе центральной части (западнее Ярошевской площади) с повышенной песчаностью разреза (более 65%) и обычно маломощными локальными экранами; 4) на западе северной краевой части (за Синеваским прогибом), где наблюдается соизмеримость мощностей проницаемых песчаников и пачек глинистого состава; 5) на востоке северной краевой части (от меридиана Котелевского месторождения), с заметным повышением глинистости разреза и отсутствием проницаемых пластов до горизонта В-16 включительно; 6) на западе южной краевой части (западнее Гнединцевской структуры), где отмечается соизмеримость мощностей глинистых и песчаных пород; на востоке южной краевой части (восточнее Остальевско-Белощерковского выступа), с превышением мощностей глинистых пачек (в 1,5-2 раза) над песчаными.

Выполнение подобных исследований для всех нижнекаменноугольных комплексов пород будет способствовать проведению в них более целенаправленных поисков залежей нефти и газа у сбросов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вельков А.М., Бородина Р.П. Влияние дизъюнктивных нарушений на характер газонефтеносности месторождений Саратовского Поволжья. - Тр. Нижневолж. НИИГиГ, 1969, вып. 11.
2. Витенко В.А., Кабышев Б.П. Закономерности строения и формирования тектонически экранированных залежей нефти и газа. Львов, 1971.
3. Кабышев Б.П. Основные закономерности строения тектонически экранированных залежей нефти и газа на моноклиналиях. - Геол. нефти и газа, 1971, № 6.
4. Калинин Н.А. Основные черты геологического строения и нефтегазоносности Западного Казахстана. Л.; Гостоптехиздат, 1963. (Тр.ВНИГРИ; Вып. 213).
5. Романов П.Г., Галин В.Л., Жемеричко М.И. Факторы, влияющие на экранирующие свойства разрывных нарушений. - Изв. вузов. Нефть и газ, 1969, № 2.
6. Салаев С.Г., Кастрюлин Н.С. О проводящих и экранирующих функциях тектонических разрывов в нефтегазовых месторождениях (на примере Кобыстана). - Нефтегаз. геол. и геофиз., 1969, № 6.

Ю.В. Трухачев

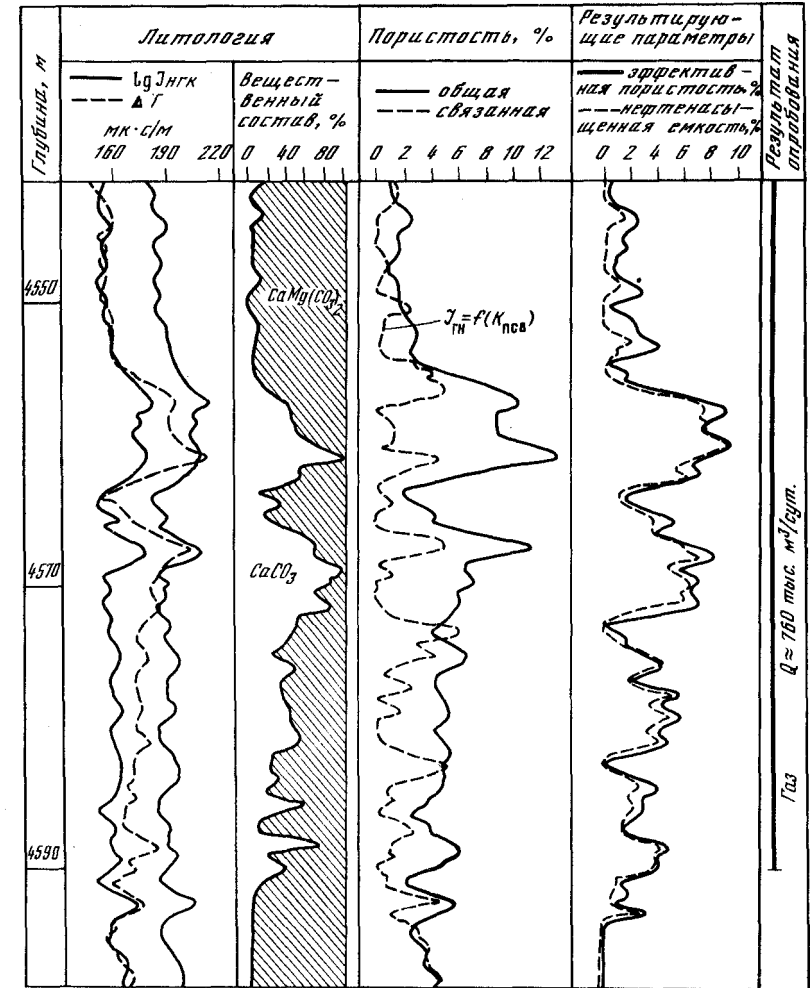
К ВОПРОСУ ИЗУЧЕНИЯ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ МЕТОДАМИ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ

Получение промышленных притоков углеводородов из карбонатных отложений на ряде площадей ДДВ выдвинуло вопрос их изучения в число первостепенных. Выделение коллекторов, оценка их фильтрационно-емкостных свойств и характера насыщения в карбонатной толще нижнего карбона сопряжены с определенными трудностями, обусловленными большим разнообразием состава и значительной неоднородностью физических свойств пород. Применение традиционных методов обработки промысловогеофизической информации зачастую не приводит к желаемым результатам.

В данной работе объектом исследований служили карбонатные породы нижнекаменноугольного осадочного комплекса ($C_1V_2 - C_1t$) юго-восточной части ДДВ, представленные известняками, местами доломитизированными, переходящими в доломиты. Известняки темно-серые, крепкие, глинистые, трещиноватые (трещины выплнены кальцитом либо кварцевым материалом). По данным изучения керн пористость известняков 0,01-8,2%, проницаемость 0-10,3 мД.

Различия характеристик карбонатных пород находят непосредственное отображение на диаграммах физических свойств. Удельное сопротивление этих пород 25-1000 Ом и более, в зависимости от состава коллекторских свойств, характера и степени насыщения. Отдельные пласты и участки выделяются как коллекторы. На диаграммах акустического каротажа они отмечаются повышенными значениями интервального времени ΔT , превышающими предел плотных разностей (155-165 мкс/м). На диаграммах бокового, микробокового каротажей данные участки характеризуются снижением величины кажущегося удельного сопротивления, что свидетельствует о наличии полезной емкости в карбонатной породе. Проницаемым участкам на диаграммах радиоактивного каротажа соответствуют пониженные значения естественной гамма-активности (2-4 мкР/ч) и пониженные значения вторичного гамма-излучения (3,4-4,6 усл. ед.) по сравнению с монолитной толщей (5-6,5 усл. ед.). Интерпретация кавернометрии здесь неоднозначная; наблюдается как сужение диаметра скважины, так и его увеличение вследствие разрушения стенок скважины в процессе бурения. Против плотных разностей диаметр скважины номинальный.

Как видно из приведенных выше характеристик, использовать при выделении коллекторов непосредственные величины геофизических параметров затруднительно. Поэтому для более однозначного выделения коллекторов в карбонатных разрезах промыслово-геофизическая информация обрабатывалась по методике функциональных преобразо-



Пример результатов интерпретации промысловогеофизических материалов по комплексу функционально-преобразованных геофизических параметров (скв. 403 Богатойская)

ваний Н.З. Заляева, которая позволила провести литологическое расчленение разрезов, выделить пласты-коллекторы, оценить их коллекторские свойства и характер насыщения.

Сущность методики заключается в приведении показаний различных методов к эквивалентному масштабу и в сравнительном анализе их. В качестве эквивалентного масштаба принимается величина пористости, т.е. кривые геофизических методов преобразуются в единый вид кривой пористости. По характеру и величине расхождения кривых решается та или иная задача. Так по комплексу радиоактив-

ного (НГК, ГК) и акустического каротажей определяются вещественный состав карбонатной породы, общая и эффективная пористость, по разнице эффективной пористости и приведенной, с учетом фактора глинистости, кривой кажущегося сопротивления БК (или ИК) оценивается нефтенасыщенный объем.

Обработка материалов (НГК, ГК, АК, БК) по карбонатным отложениям нижнего карбона (Богатойская, Перещипинская, Руденковская площади) проводилась на ЭВМ по программе "ИНГЕФ" (БелНИГРИ) и ручным способом. На рисунке приведен пример результатов интерпретации по способу функциональных преобразований.

Из сопоставления результатов проведенного совместного анализа полученного материала с данными опробования и изучения керна можно сделать следующие выводы.

1. Карбонатные породы нижнего карбона юго-восточной части ДДВ характеризуются значительной неоднородностью в литологическом отношении и фильтрационно-емкостных свойств.

2. Эффективность выделения пластов-коллекторов довольно высокая (по сопоставлению с результатами опробования).

3. Применение метода функциональных преобразований геофизических параметров при оперативной интерпретации карбонатного разреза, несомненно, способствует повышению достоверности рекомендуемых к испытанию объектов.

УДК 553.98.23:551.243(477.9+470.6)

А.Д. Самарский

ОСОБЕННОСТИ РАЗВИТИЯ ЛОВУШЕК В ЗОНАХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГЛИНЯНЫХ ДИАПИРОВ ИНДОЛО-КУБАНСКОГО ПРОГИБА

Индоло-Кубанский прогиб, расположенный перед фронтом и на периклинальных погружениях позднеальпийских орогенов Северо-Западного Кавказа и Горного Крыма, занимает южную часть Западного Предкавказья, территорию Керченского и Таманского полуостровов и прилегающие к ним районы. Он выполнен осадочной толщей олигоцена-антропогена, достигающей 6000–7000 м мощности в наиболее погруженных частях. В формационном отношении разрез прогиба представлен нижней морской сероцветной (олигоцен-нижний миоцен, майкопская серия), а также шпировой, верхней морской сероцветной и пестроцветной лагунно-континентальной (тортон-плиоцен) молассаами.

При оценке перспектив нефтегазоносности Индоло-Кубанского прогиба ожидается, что значительная часть запасов углеводородов будет связана с диапироидными структурами, развитыми в пределах комплекса образований олигоцена-плиоцена. Широкий диапазон структурных форм, созданных процессами глинокинеза на заключительных эта-

пах геологической истории региона, обуславливает ряд особенностей формирования ловушек нефти и газа, контролировавшихся осадконакоплением и морфологией складок.

Майкопская серия сложена тонкодисперсными, преимущественно некарбонатными глинами, составляющими 80–95% разреза и в меньшей мере, аллювиальными и авандельтовыми песчано-алевритовыми породами, развитыми, как правило, в краевых частях олигоцен-раннемиоценового бассейна и образующими крупную дельтовую постройку. Огромная мощность майкопской серии обусловлена быстрым прогибанием субстрата прогиба, вызвавшим интенсивный привнос терригенно-глинистого материала палеореками с Украинского кристаллического щита, Среднеазовского мегаподнятия и особенно хорошо разработанной речной сетью Северо-Западного Кавказа (палео-Пшеха, палео-Пишиш, палео-Псекупс, палео-Афипс) и Горного Крыма (палео-Байбуга и др.). Эта палеогеографическая обстановка хорошо подтверждается преимущественным распространением песчаного и мелкогалечного материала вдоль северного и особенно южного побережий майкопского бассейна, формой песчаных тел, их врезанием в подстилающие комплексы эоцена. Помимо указанных региональных источников, заметную роль играли локальные источники сноса, существовавшие в ряде мест к началу и во время отложения майкопских глин.

Непрерывность и значительные скорости осадконакопления (до 250–300 м/млн. лет) обусловили отставание оттока седиментационных вод, что привело к погружению глин в "недоуплотненное" состояние и широкому развитию зон АВПД в этом комплексе.

Подавляющее большинство локальных антиклинальных структур характеризуется конседиментационным ростом (по крайней мере с чокракского времени), продолжающимся с различной степенью интенсивности до четвертичного времени, что обуславливает преимущественное накопление терригенного материала на склонах палеоструктур. На определенных этапах развития они отражались в рельефе морского дна в виде отмелей и банок, служивших местами концентрации песчано-алевритового материала и локализации рифовых известняков, являющихся потенциальными коллекторами углеводородов. В ряде случаев такие явления имели место и в майкопе, о чем свидетельствует распространение песчано-алевритового материала исключительно на крыльях Мошкаревской и Владиславовской складок (в керлеуте и верхнем майкопе), содержащих мелкие месторождения углеводородов, и отсутствие песчано-алевритовых слоев в сводах частей структур.

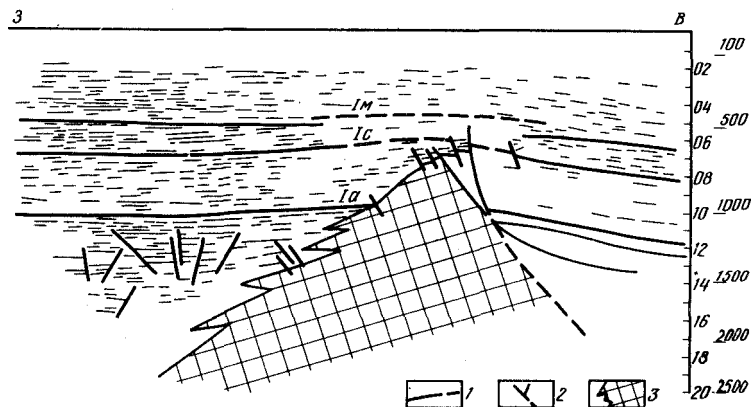
Неравномерное распределение мощностей регрессивного средне-неогенового-четвертичного комплекса (от сотен до 3000 м) усилило неравномерность нагрузки на слаблитифицированную насыщенную флюидами майкопскую толщу, привело к формированию гравитационных сбросов, в результате чего большинство складок стало развиваться как криптодиапиры и диапиры. Ядра последних, нередко захороненные на глубинах 500–2000 м и сложенные высокопластичными глинами майкопа, насыщенными флюидами, находящимися под

АВПД, запечатывают прилегающие к ним песчано-алевритовые тела. Более того, как однозначно показывают материалы по районам развития глиняных диапиров, последние большей частью являются источниками поступления углеводородов для прилегающих к ним резервуаров. Повышенные значения давлений флюидов в ядрах диапиров над значениями в прилегающих (прорванных) комплексах обеспечивают энергетическую сторону процесса миграции.

Наглядный пример сказанному – хорошо изученные по среднемиоценовому – антропогеновому разрезу Анастасиевско-Троицкая и Курчанская складки, содержащие залежи нефти и газа. Скопления углеводородов приурочены к песчано-алевритовым коллекторам в отложениях широкого возрастного диапазона – от сармата до киммерия – и, прямо или косвенно (через разрывные нарушения), связаны с диапировыми ядрами. Именно с последними в этом районе связаны зоны разгрузки вод и углеводородов, генерируемых в майкопской толще [1,2]. В эродированных складках это происходит непосредственно через выходящие на поверхность ядра диапиров, а в погребенных ядрах – посредством грязевулканической деятельности или в контактирующие пласты-коллекторы. Отсюда с очевидностью вытекает вывод о различной перспективности складок Керченско-Таманской зоны в зависимости от интенсивности процесса диапиризма.

В районах, где диапировые ядра выведены на поверхность и значительно размыты, как это наблюдается на большей части Керченского полуострова, имели место активная разгрузка высоконапорных флюидов и почти полное разрушение ранее сформировавшихся залежей углеводородов, остатками которых можно считать мелкие месторождения типа Мало-Бабчикского, Борзовского и др. Восточнее, где региональный подъем был менее интенсивным, сохранность залежей несколько лучше, как это наблюдается на Курчанской складке, в пределах которой нефть и газ содержатся в разрезе от майкопа до четвертичных отложений. Здесь также залежи были в значительной мере разрушены вследствие выхода ядра диапира на поверхность. Наиболее благоприятны условия, когда диапировые ядра погребены и перекрыты достаточно мощным экраном, консервирующим флюиды, как на Анастасиевско-Троицкой складке.

Обнаруженные в последние годы сейсморазведкой криптодиапировые структуры (Северо-Казантипская, рисунок, аналогичные ей Северо-Керченская, Сейсморазведочная, Южно-Керченская и др.), имеющие весьма сходное строение с Анастасиевско-Троицкой складкой могут рассматриваться как перспективные объекты поисков ловушек двух типов. Сводовые – расположены в отложениях миоцена-плиоцена над диапировым ядром. Их аналогом могут быть ловушки, с которыми связаны залежи газа горизонтов I–III Анастасиевско-Троицкого месторождения и газа горизонтов III–XVII Курчанского месторождения на Тамани. На Керченском полуострове к такого типа резервуарам приурочены залежи в тортонских отложениях Мысовой, Белокаменной и других складок. Газовая залежь такого же типа вскрыта бурением на Северо-Керченской складке в пачке N-IV отложений сармата. По-видимому, однотипные скопления газа имеют



Геолого-геофизический разрез через Северо-Казантипское поднятие. Геологическая интерпретация временного разреза, по А.Д. Самарскому

1 – отражающие горизонты в толще отложений миоцена-плиоцена; 2 – разрывные нарушения; 3 – диапировое ядро

место и на остальных складках зоны развития криптодиапиров, где наблюдается эффект "яркого пятна", по данным сейсморазведки.

Несомненно большой интерес представляют неантиклинальные ловушки, формирующиеся экранированным диапировым ядром, сложенным майкопскими глинами, на периферийных частях структур в отложениях олигоцена-миоцена, по аналогии с ловушками, содержащими залежи нефти и газа горизонтов IV–XII Анастасиевско-Троицкого месторождения. Материалы временных сейсмических разрезов, на наш взгляд, позволяют ожидать такие ловушки на вышеупомянутых складках. В их пределах продольными и поперечными профилями фиксируется инъективный характер залегания верхнемайкопских глин. Тела протыкания имеют изометрический контур, крутые углы контактов, размеры по вертикали до сотен метров. Перекрывающие отложения в апикальной части, как правило, разбиты системой мелких сбросов, типичной для активных глиняных и соляных диапиров. В их пределах сейсмическая запись бессистемна и хаотична, не позволяет говорить о наличии какой-либо выдержанной горизонтальной слоистости. Скважина на Северо-Керченской складке вскрыла верхнюю часть диапирового ядра, где оно сложено бесструктурными пластичными майкопскими глинами, проходка которых была весьма сложной из-за непрерывных затягиваний и оплываний ствола, высоких пластовых давлений, требовавших для бурения повышения удельного веса раствора свыше 2 г/см^3 . В то же время характер разреза за пределами диапира резко меняется. Наличие многочисленных протяженных отражающих площадок, утыкающихся в диапировое тело, позволяет говорить о четкой слоистости этой части разреза, обусловленной чередованием песчано-алевритовых и глинистых пластов.

Поиски неантиклинальных ловушек, экранированных диапиром, сводятся, таким образом, в первую очередь к детальному картированию инъективных тел, что может быть выполнено комплексированием сейсмических и высокоточных гравиметрических работ. Последние, как это известно из многочисленной практики, рекомендуются для площадного оконтуривания участков разуплотнения майкопских глин, фиксирующихся четкими локальными минимумами. Такое сочетание геофизических методов позволит более достоверно определить границы активного формирования диапиров и по их периферии наметить перспективные зоны для заложения поисковых скважин на залежи в экранированных диапирами ловушках в неогеновых и майкопских отложениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Коцера В.В. Особенности формирования залежей нефти и газа на Анастасиевско-Троицком месторождении и перспективы его доразведки. - Геол. нефти и газа, 1967, № 9.
2. Ляхович П.К. О формировании Анастасиевско-Троицкого месторождения нефти и газа. - Геол. нефти и газа, 1967, № 3.

УДК 553.98.061.4:551.735.1(477.5)

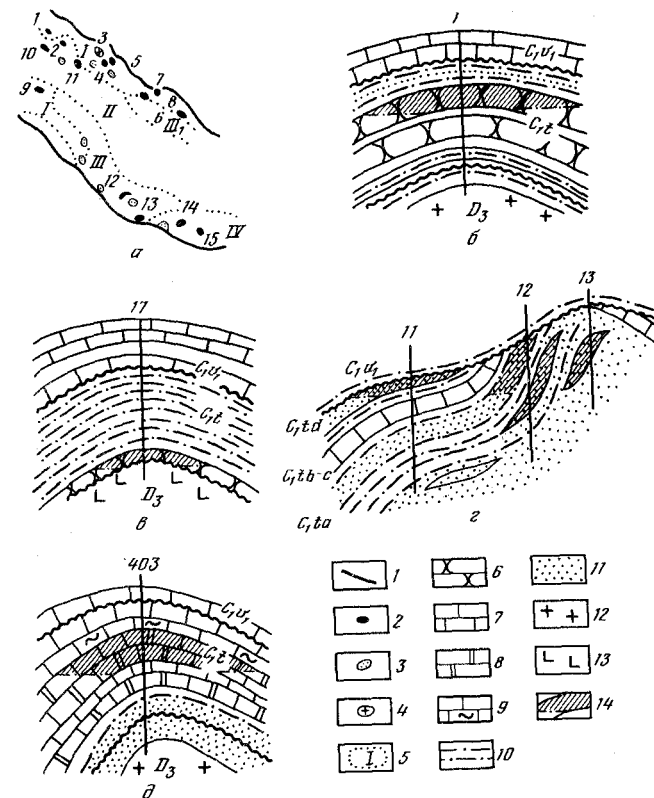
В.А. Аверьев, М.И. Бланк, Л.Г. Винниченко,
В.И. Мясников, Ю.В. Трухачев.

КОЛЛЕКТОРЫ НЕФТИ И ГАЗА ТУРНЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНЫХ РАЙОНОВ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

В последнее десятилетие открытия месторождений нефти и газа в турнейских отложениях центральной части ДДВ доказали перспективность данного нефтегазоносного комплекса. В связи с этим нами предпринята попытка произвести анализ и районирование фильтрационно-емкостных свойств отложений турнейского яруса и выделить участки с высокими коллекторскими свойствами для постановки поисковых работ.

Изучение турнейских отложений по материалам бурения, промысловогеофизическим и лабораторным данным в северной и южной прибортовых зонах региона, а также на некоторых участках центральной части грабена (Яблунковом, Глинско-Розбышевском) показало, что в пределах исследуемой территории выделяются разрезы нескольких типов (рисунок): песчаный, песчано-глинистый, песчано-карбонатный и преимущественно карбонатный.

Песчаные разрезы турнейского яруса встречены на структурах северной и южной прибортовых зон. В северной прибортовой части



Типы разрезов турнейских отложений ДДВ

а - схема распространения разрезов разных типов; б - Яблунковское месторождение; в - Анастасиевское месторождение; г - Руденковское месторождение; д - Богатойское месторождение

1 - краевые разломы; 2 - месторождения нефти и газа в турнейских отложениях; 3 - признаки нефтегазоносности в турнейских отложениях; 4 - соляные штоки; 5 - площади развития разрезов разных типов турнейских отложений: I - песчаный, II - песчано-глинистый, III - песчано-карбонатный, III₁ - предполагаемый песчано-карбонатный, IV - преимущественно карбонатный; 6 - песчаники; 7 - известняки; 8 - доломитизированные известняки; 9 - глинистые известняки; 10 - алевролиты; 11 - глинистые песчаники; 12 - соль; 13 - эффузивы; 14 - залежи газа. Месторождения: 1 - Артюховское, 2 - Анастасиевское, 3 - Куличихинское, 4 - Тимофеевское, 5 - Новотроицкое, 6 - Рыбальское, 7 - Бугреватовское, 8 - Козиевское, 9 - Яблунковское, 10 - Васильевское, 11 - Клинское, 12 - Руденковское, 13 - Юрьевское, 14 - Перещепинское, 15 - Богатойское

грабена разрез этого типа прослеживается на всем протяжении и сложен мощными пластами кварцевых песчаников, различных по зернистости, с подчиненными прослоями глинистых пород. Местами, особенно в восточной части зоны (Рыбальцы), появляются карбонатные прослои. Песчаники обладают высокими коллекторскими свойствами: пористость до 26,2%, а проницаемость до 1957 мД (скв. 1, 3 Тимофеевка). Мощности проницаемой части коллекторов здесь значительные – в среднем 0,8–1 от мощности пласта.

В южной прибортовой зоне песчаные разрезы распространены более ограниченно. Они сложены различными по мощности песчаниками: полевошпат-кварцевыми, реже кварцевыми с прослоями глинистых разностей. Средняя пористость их, по данным промысловой геофизики, 10–15%. Эффективная мощность песчаников достаточно высокая – 0,6–0,9 мощности пласта.

Песчано-глинистый тип разреза установлен пока в северо-западной части исследуемой территории (Анастасьевское, Липоводолинское, Чижевское, Глинско-Розбышевское поднятия) и предполагается в районе Солоховско-Диканьского вала. Сложены эти разрезы аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников полимиктового состава. Редко встречаются прослои карбонатных пород с морской фауной. Песчаники разреза данного типа плотные, неоднородные, невыдержанные. Коллекторские свойства их ухудшенные: пористость 6–10, реже 10–12%, проницаемость не превышает 100 мД. Эффективная мощность песчаников невелика – 0,25–0,4 мощности пластов.

Песчано-карбонатные разрезы турне прослеживаются на более значительной территории в южной прибортовой зоне (Зачепиловское, Кременовское, Руденковское и другие поднятия). Они сложены внизу полимиктовыми песчаниками различной зернистости и мощности (зона $C_{1t(a)}$) и вверху массивными известняками (зона $C_{1t(b-d)}$). Обычно мощность известняковой толщи не превышает 300 м. Однако на некоторых участках (скв. 420 Малые Сорочинцы, 455 Тищенко) вещественный состав и увеличенные мощности известняков позволяют предполагать наличие биогермов.

В настоящее время наиболее изучены в этой области песчаники. Песчаники в основном разнозернистые, с преобладанием карбонатной составляющей в цементе, иногда встречаются гравелитистые разности. Емкостные свойства песчаников резко ухудшены и обычно не превышают 10%. Иногда встречаются редкие прослои гравелитистых песчаников с пористостью, по лабораторным данным, 17,7% и проницаемостью до 161 мД.

Карбонатная толща изучена еще недостаточно. Однако предварительная оценка емкостных и фильтрационных свойств, по материалам бурения, промысловой геофизики и опробования, показывает, что здесь на фоне плотных карбонатных разностей содержатся отдельные участки и зоны с развитой трещиноватостью. Полученные из этой толщи притоки нефти, газа и минерализованной воды (скв. 10 Руденковка, скв. 20 Николаевка и др.) позволяют говорить о наличии здесь резервуаров.

Преимущественно карбонатные типы разрезов турнейских отложений известны пока на нескольких структурах в юго-восточной части

южной прибортовой зоны (Перещепинское и Богатойское поднятия). Здесь они представлены известняками с различной степенью доломитизации и доломитами.

Карбонатные породы характеризуются значительной неоднородностью фильтрационно-емкостных свойств. По немногочисленным лабораторным данным, пористость пород 0,1–8,2%, проницаемость 0,02–10,3 мД. Эффективная мощность карбонатной толщи различна – 0,05–0,6 мощности карбонатов.

Характер размещения в разрезе турнейского яруса залежей нефти и газа подчеркивает установленные закономерности распределения коллекторов. В зоне разреза песчаного типа выявлены преимущественно массивные, массивно-пластовые и пластовые залежи (Артюховское месторождение, см. рисунок, б). Такого же типа залежи установлены на Тимофеевском, Новотроишском, Рыбальском, Яблуневском и других месторождениях. В области развития разреза песчано-глинистого типа, где песчаники образуют маломощные невыдержанные выклинивающиеся прослои, преобладают литологически ограниченные и реже пластовые залежи (Анастасьевское месторождение, см. рисунок, в). В этой же области предполагается наличие стратиграфически экранированных залежей, приуроченных к крыльевым частям валоподобных поднятий. В зоне развития песчано-карбонатного разреза установлены литологически ограниченные залежи, приуроченные к песчаным линзам нижнего турне (Руденковская площадь, см. рисунок, г), получены притоки и в карбонатной толще верхнего турне (Николаевская площадь). В разрезе преимущественно карбонатного типа на Богатойской площади (см. рисунок, д) получены газовые фонтаны с дебитом 29,3–181 тыс. м³/сут. Характерно, что область развития максимальных нефтегазонасыщенных объемов не совпадает со сводовой частью структуры.

Анализ имеющегося фактического материала показывает, что в рассматриваемом регионе наиболее благоприятен для скопления залежей нефти и газа разрез песчаного типа, развитый в северной прибортовой зоне и в западной части зоны центрального грабена. Коллекторы здесь обладают наилучшими емкостными и фильтрационными свойствами. Однако границы развития резервуаров этого типа окончательно не установлены. Особенно это относится к южной границе северной зоны песчаных резервуаров и области развития песчаников в зоне центрального грабена.

Границы зоны развития песчано-карбонатных коллекторов более четкие. Особенно это относится к юго-восточной части южной прибортовой зоны, где, по-видимому, будут преобладать карбонатные коллекторы с трещинно-каверно-поровым типом пористости. Поэтому основные задачи дальнейших работ – бурение параметрических скважин в зоне центрального грабена для установления границ распространения песчаных коллекторов, а также оценка перспектив карбонатных коллекторов на участке Малые Сорочинцы-Руденковка и поиски залежей нефти и газа в Перещепинско-Богатойско-Орельской зоне.

Н.Т. Пашова

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОРОД-КОЛЛЕКТОРОВ ВЕРХНЕГО ВИЗЕ НА СТРУКТУРАХ СЕВЕРНОЙ ПРИБОРТОВОЙ ЗОНЫ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

При изучении глубинного строения северной прибортовой зоны ДДВ нами была выполнена детальная корреляция песчаных пачек XI и XII горизонтов верхнего визе по промысловогеофизическим данным для выяснения закономерностей их развития на различных участках поднятий. Результаты этих исследований изложены ниже.

Великобубновская площадь. Разрез XII микрофаунистического горизонта этой площади уникален по количеству присутствующих в нем проницаемых пластов. Максимальные мощности и коэффициенты песчаности характерны для западного свода (скв. 2-17), минимальные — известны в пределах Великобубновского вала (скв. 13). В распределении мощностей и коэффициентов песчаности литологических пачек XII горизонта наблюдается следующая тенденция.

Разрез пачки В-20 изменяется от мощного полностью проницаемого пласта в погруженной части до пласта с маломощными проницаемыми прослоями в области палеосвода. Мощная проницаемая пачка распространена ограниченно и локализуется в виде линзы в пределах палеопргиба (современный западный свод). Мощность литологической пачки В-20 возрастает от борта во впадину, в восточной части свода сокращена до 30 м, в западной — увеличена до 53 м (рисунок).

В разрезе пачки В-19 выделяются два незначительных проницаемых прослоя, мощность и выдержанность которых непостоянна по площади, хотя в общих чертах пласт однотипен. Максимальное значение коэффициента песчаности прослеживается в пределах западного свода. По мощностям литологической пачки В-19 Великобубновский вал не выделяется как самостоятельная структура. В пределах западного свода фиксируются максимальные мощности в виде залива со стороны впадины, а на восточном — установлены сокращенные мощности, образующие выступ со стороны борта.

Разрез пачки В-18 резко меняется от мощного проницаемого пласта до маломощного пласта с мелкими проницаемыми пачками. В распределении мощностей литологических пачек В-18 и В-20 характерны сокращенные мощности на восточном своде, максимальные — на западном. Максимальные мощности проницаемых прослоев образуют замкнутую протяженную линзу, приуроченную к современному своду.

XI микрофаунистический горизонт характеризует новый этап в развитии Великобубновского вала, когда максимальные коэффициенты песчаности совпадают с палеосводами.

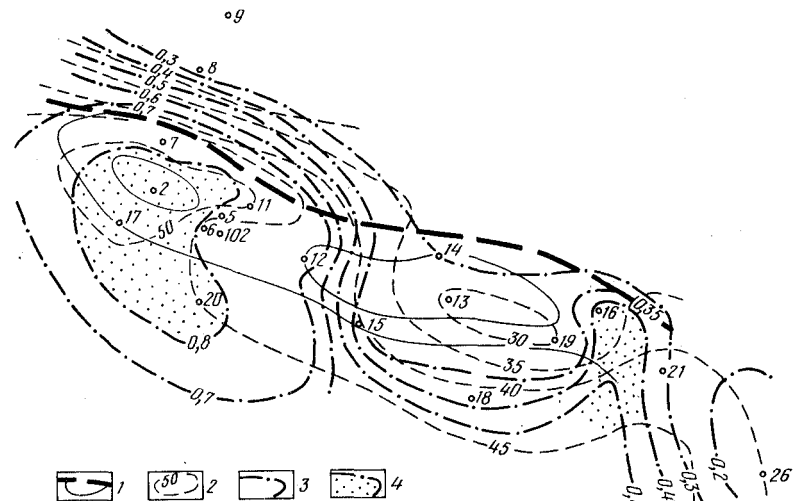


Схема распределения мощностей и песчаности пачки В-20 верхневизейского подъяруса на Великобубновской площади

1 — контур структуры; 2 — изопахиты, м; 3 — линии равных значений коэффициента песчаности; 4 — области максимальных значений коэффициента песчаности

Сокращенные мощности литологической пачки В-17 достаточно четко подчеркивают протяженную сводовую часть вала с обособленным восточным палеосводом. Максимальные суммарные мощности проницаемых прослоев прослежены вдоль свода и локализованы в западной и восточной его частях. Максимальные мощности литологической пачки В-16 в восточной части Великобубновского свода свидетельствуют о резком погружении ранее приподнятого восточного палеосвода. В распределении коэффициента песчаности устойчиво прослеживается та же тенденция — максимальные значения в виде замкнутых областей тяготеют к западной и восточной частям свода.

Таким образом, в пределах единого Великобубновского вала формируются либо самостоятельные палеосводы и прогибы (В-20, В-18, В-17, В-16), либо свод имеет форму выступа со стороны борта или залива со стороны впадины. Максимальные мощности проницаемых прослоев приурочены к разрезам с максимальными мощностями литологических пачек, которые зафиксированы в палеопргибах, приуроченных к современным сводам, кривлям и периклинальным частям вала.

Новотроицкая площадь. Разрез XII микрофаунистического горизонта здесь по мощности примерно вдвое меньше, чем на Великобубновской площади, и характеризуется совершенно иным диапазоном изменения коэффициента песчаности из-за отсутствия проницаемых прослоев в пачках В-20 и В-19. Наименьшие мощности горизонта прослежены вдоль оси вала с некоторым смещением к югу.

Наибольший коэффициент песчаности зафиксирован на восточном своде и северном крыле вала.

Литологическая пачка В-18 характеризуется сокращенными мощностями в обширной западной части структуры и незначительной по площади - восточной. Коэффициент песчаности 0-0,72, что обусловлено появлением в разрезе пачки мощного пронизаемого прослоя, исчезающего или резко сокращающегося в большинстве скважин. Мощность пронизаемых песчаных прослоев литологической пачки В-18 в своде структуры находится в прямой зависимости от общей мощности пачки. Максимальные мощности пронизаемых прослоев локализуются в пределах восточного свода.

Разрез XI микрофаунистического горизонта здесь по мощности резко увеличен по сравнению с Великобубновским. Область минимальных мощностей выделяется узкий протяженный палеосвод, вдоль которого локализуются минимальные значения коэффициента песчаности.

В распределении мощностей и коэффициентов песчаности литологических пачек XI микрофаунистического горизонта повторяется та же тенденция, что и для всего горизонта. По сокращенным мощностям литологической пачки В-17 выделяется протяженный вал с обособливающимися сводами в районе скв. 4, 1, 18. К осевой части приурочены самые низкие значения коэффициента песчаности и пористости - 85-105%. На северном крыле вала (скв.14) с ростом песчаности (0,47) увеличивается и пористость - 17%. В разрезе пачки В-17 наиболее устойчиво прослеживаются пронизаемые прослоя, приуроченные к кровле и срединной части пачки. В разрезе литологической пачки В-16 пронизаемые прослоя локализуются в виде замкнутых полей на периклиналях палеосвода и полностью отсутствуют в сводовой части. В разрезе литологической пачки В-15 песчаные прослоя в виде замкнутой линзы прослежены на восточном своде, на западном и центральном своде они практически отсутствуют, а появляются на крыльях. В мощностях пачки свод Новотроицкого вала не отмечается. Разрез литологической пачки В-14 в своде содержит один маломощный прослой песчаника, а на крыльях появляется большее количество пронизаемых прослоев, в результате чего в своде отмечаются наилучшие коллекторские свойства, а в погруженных областях - наилучшие - 16-19% (скв.15).

Таким образом, Новотроицкий вал характеризуется стабильным конседиментационным ростом, причем наибольшая раздробленность свода отмечается для турнейского и нижней части верхневизейского (XII-а-XII) комплексов. В распределении песчаности выдерживается основная тенденция, присущая всей площади: сокращенный разрез сводов менее всего насыщен песчаными прослоями, в результате чего большинство литологических пачек в пределах современного центрального и частично западного сводов имеет практически непроницаемый разрез. Наиболее высокими коллекторскими свойствами характеризуется восточный свод, где концентрируются наиболее мощные песчаные прослоя с высокими коэффициентами пористости, а также крыльевые участки.

Качановская площадь. В разрезе XII микрофаунистического горизонта песчаные прослоя имеют подчиненное значение. Судя по мощностям XII горизонта, Качановская структура представляет собой моноклинал, погружающуюся к северу, на фоне которой замыкается малоамплитудный свод. Наименьшая песчаность горизонта зафиксирована в своде и на западной периклинали поднятия. В мощностях литологической пачки В-18 Качановская структура в виде замкнутого свода не отмечается, хотя не исключено, что современный свод является обрамлением обширного палеосвода, тяготеющего к периклинали. Наибольшая песчаность зафиксирована в разрезах с максимальными мощностями пачки. Уникален разрез пачки в скв. 46, где мощность пронизаемого прослоя наибольшая, что подчеркивает сходство его с разрезами Великобубновской площади и свидетельствует о развитии на далеком погруженном крыле Качановского поднятия пласта - резервуара барового типа с высокими емкостными свойствами.

По мощностям XI микрофаунистического горизонта Качановское поднятие характеризуется как сложно построенная моноклинал, погружающаяся к северо-востоку, незначительные осложнения на которой свидетельствуют о слабом росте свода. Аналогичная закономерность наблюдается и в распределении песчаности, которая возрастает на погружении, в области максимальных мощностей горизонта.

Совершенно иное распределение имеют мощности литологической пачки В-17, что свидетельствует о погружении свода, в пределах которого замыкается линза с максимальными мощностями пачки. Поле развития минимальной песчаности совпадает с этой линзой, а максимальной - прогнозируется в крупном блоке скв. 39. Мощности литологической пачки В-16 сокращены в своде и увеличены в блоке скв. 39, что свидетельствует о локальном погружении этого участка относительно свода. В разрезе пачки прослеживается один маломощный прослой песчаника, что объясняет весьма низкие емкостные свойства пласта, который нельзя рассматривать как пласт-резервуар. Пронизаемые прослоя литологической пачки В-15 связаны, по нашему мнению, с вторичными изменениями, обусловленными разломной тектоникой. По крайней мере, ориентировка полей с максимальными мощностями пронизаемых прослоев близка к простиранию поперечного конседиментационного разлома, влияние которого, возможно, сказывается и на распределении общей мощности пачки. Секущее положение к простиранию структуры занимает область максимальных пронизаемых мощностей литологической пачки В-14.

Приведенные данные свидетельствуют о совершенно отличном в сравнении с вышеописанными Великобубновской и Новотроицкой площадями характере развития и концентрации пронизаемых прослоев в разрезе и по площади Качановской структуры. Сколько-нибудь интенсивный рост Качановской структуры не был отмечен по мощностям ни микрофаунистических горизонтов, ни литологических пачек. В связи с этим и формирование пронизаемых прослоев в пластах в целом ряде случаев возможно, постседиментационное.

Рыбальская площадь. Разрез XII микрофаунистического горизонта здесь не сопоставим с Великобубновским и Качановским, отличающихся высокими емкостными свойствами. В мощностях горизонта четко выражен узкий протяженный палеосвод Рыбальско-Сидорячского вала, в восточной части которого отмечены наиболее низкие значения коэффициента песчанности.

В распределении мощностей литологической пачки В-18 трудно отметить какую-либо закономерность, так как порядок изменения мощностей весьма невелик. В то же время более дифференцированное изменение коэффициента песчанности позволяет выделить два полузамкнутых свода – восточный Сидорячский с минимальными значениями коэффициента песчанности и западный Рыбальский с максимальными. При этом следует отметить высокие емкостные свойства пласта – 15,7–16,5%.

На схеме мощностей XI микрофаунистического горизонта Рыбальско-Сидорячский вал выглядит в виде погружающейся к северу моноклинали. Наибольшие мощности проницаемых прослоев локализуются в виде замкнутой линзы, смещенной на северное крыло вала. Разрез литологической пачки В-17 очень сходен с таковыми на Качановской площади, но с худшими емкостными свойствами. Наименьшие значения коэффициента песчанности прослеживаются в виде узкой полосы вдоль свода, что обусловлено исчезновением в средней и подошвенной частях пачки проницаемых прослоев, значительная мощность которых отмечена на северном крыле вала.

В разрезе литологической пачки В-16 устойчиво прослеживаются проницаемые прослой, приуроченные к кровле и подошве пласта, что определяет более высокие его емкостные свойства, чем на Качановке, где прослеживается лишь один кровельный проницаемый пласт. Характерно, что повышенные мощности в своде свидетельствуют о незначительном его погружении. По мощностям литологической пачки В-15 выделяются два палеосвода: Сидорячский с максимальными мощностями проницаемых прослоев и Рыбальский с минимальными, что обусловлено непостоянством количества и мощности проницаемых прослоев в разрезе пачки. Мощная линза максимальных мощностей литологической пачки В-14, по-видимому, контролирует развитие и максимальных проницаемых прослоев.

Выполненный анализ распределения мощностей и песчанности литологических пачек и микрофаунистических горизонтов верхнего виле свидетельствует о наличии протяженного Рыбальско-Сидорячского вала, рост которого был непостоянен во времени, но еще более непостоянно развитие проницаемых прослоев, максимальная мощность которых известна преимущественно на крыльях вала. Следует также отметить, что разведанный Рыбальско-Сидорячский вал – это лишь часть структуры, требующей дальнейшего изучения. Таким образом, из изложенного следует, что качественная характеристика пород-коллекторов верхнего виле на месторождениях северной приобтовской зоны различна: наилучшие емкостные свойства известны на Великобубновском и Качановском поднятиях, наихудшие – на Новотроицком.

Проницаемые прослой в разрезах литологических пачек невыдержаны, что исключает сообщаемость единых пластов-резервуаров. Неравномерная насыщенность песчаными прослоями создает четкую дифференциацию литологических пачек: от практически непроницаемых с единичными маломощными прослоями (В-15, В-16) до многослойных (В-17) и уникальных мощных проницаемых пластов песчаников В-20, В-18 Великобубновской, В-18 Новотроицкой, В-14 Качановской и Рыбальцевской площадей.

Породы-коллекторы рассматриваемой зоны не имеют непрерывного развития и концентрируются в различных частях современной структуры, так как определяющим фактором в их формировании был палеорельеф, в связи с чем для большинства литологических пачек отмечается тенденция роста мощностей проницаемых прослоев пропорционально возрастанию общей мощности пачки.

В распределении коллекторов сказывается суммарный (конседиментационный и постседиментационный) эффект развития структур и коллекторов, обусловивших локализацию последних в виде линз или полос-зон, расположенных как в сводах современных структур, так и на их склонах.

УДК 553.98.23.05:553.98.041(477.5)

Г.И. Вакарчук, Г.П. Козак, В.А. Гальченко
ВОЗМОЖНЫЕ ЗОНЫ РАЗВИТИЯ
ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ЛОВУШЕК НЕФТИ
И ГАЗА В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Месторождения нефти и газа, приуроченные к зонам стратиграфического и литологического выклинивания, фациального замещения и развития рифогенных фаций, являются резервом для дальнейшего наращивания запасов нефти и газа в Днепровско-Донецкой нефтегазоносной области. Опыт отечественных и зарубежных нефтегазопроисковых работ показывает, что подавляющее большинство залежей такого типа приурочено к крупным стратиграфическим перерывам, зонам быстрого фациального изменения пород и резкого перепада мощностей осадочных отложений [1, 4, 5, 7].

Северо-западная часть ДДВ – краевая часть обширного палеозойского прогиба – характеризуется своеобразными условиями осадконакопления, благоприятными для развития указанных факторов. Здесь, прежде всего более интенсивно, чем в любой другой части впадины, выражены региональные стратиграфические перерывы в отложениях каменноугольной и пермской систем, являющихся нефтегазоносными в районе. Кроме того, отмечены более короткие во времени внутрiformационные перерывы как в нижнепермских, так и

в каменноугольных отложениях. Наиболее ярко перерывы в осадконакоплении выражены на конседиментационных локальных поднятиях и приподнятых участках залегания палеозойских пород. Не менее важным фактором, способствующим формированию литологических и стратиграфических ловушек нефти и газа, является широкое развитие зон регионального выклинивания и замещения морских фаций прибрежно-морскими и континентальными. Региональные выклинивания в районе исследований отмечены прежде всего для отложений турнейского яруса, нижневизейского подъяруса, а также для нижнепермских отложений. Кроме того, с юго-востока на северо-запад происходит постепенное региональное уменьшение мощностей большинства стратиграфических подразделений каменноугольных и нижнепермских отложений.

В областях сочленения протяженных антиклинальных зон, отдельных крупных поднятий и флексур с глубоко погруженными палеозойскими впадинами наблюдается резкий перепад мощностей каменноугольных отложений. В нижнепермских отложениях в этих условиях происходит смена депрессионных соленосных фаций карбонатными ацидифовыми, в которых возможно образование органогенных построек, служащих ловушками для углеводородов [2].

Формирование коллекторов нефти и газа на обособленных участках распространения карбонатных отложений башкирского яруса и нижней перми [9] связано с зонами выщелачивания и доломитизации этих пород под поверхностями стратиграфических несогласий.

Расчлененность каменноугольного рельефа и частая смена трансгрессий и регрессий позволяет предполагать наличие палеорусел, баров и линз, сложенных песчаными отложениями среди слабопроницаемых глинистых и карбонатно-глинистых пород [4, 6].

На основе ранее опубликованных классификаций [3, 4] разработана схема возможных типов и форм стратиграфических и литологических ловушек, определены их генетическая и возрастная принадлежность и наиболее благоприятные структурно-тектонические и фациальные условия их формирования.

В пределах северо-восточного и юго-западного склонов ДДВ выделены три обширные участка, где имеются благоприятные условия для формирования ловушек неантиклинального типа.

На юго-западном склоне Воронежского кристаллического массива на участке Великие Губны-Дмитриевка-Курени-Адамовка наблюдаются выклинивание нижнепермских и верхнекаменноугольных отложений и несогласное их перекрытие региональной покрывкой глин и аргиллитов пересажской толщи верхней перми. На этом же участке в направлении с юго-запада на северо-восток происходит быстрое фациальное замещение песчаных горизонтов В-15, В-17, В-20 верхневизейского подъяруса глинистыми и глинисто-карбонатными породами. На северном склоне Украинского кристаллического щита в зоне перехода его в Днепровско-Донецкий грабен выделены два участка: Пирятин-Галица и Лосиновка-Иржавец. Здесь в отличие от склона Воронежского массива наблюдается резкое стратиграфическое срезание перспективных комплексов каменноугольных и нижне-

пермских отложений и несогласное перекрытие их газоводоупорной пересажской глинистой толщей. Есть основания также предполагать, что залежи нефти и газа здесь могут быть приурочены к эрозионным врезам и узким руслам древних речных долин.

В зонах сочленения обширных внутренних палеозойских прогибов с протяженными антиклинальными валами, выступами и участками гипсометрически повышенного залегания палеозойских пород отмечаются перепады мощностей каменноугольных и нижнепермских отложений за счет увеличения мощности отдельных горизонтов в сторону впадин и появления новых горизонтов в разрезе. В отложениях нижней перми в этих условиях также наблюдается смена карбонатно-сульфатных отложений галогенными.

В таких условиях в периферических частях Сребнянского прогиба разведаны залежи нефти и газа, приуроченные к ловушкам антиклинального и комбинированного типов (Лебяковское, Гнелищевское, Талалаевское месторождения).

Благоприятные условия для формирования ловушек неантиклинального типа возможны в периферических частях Сребнянского, Ждановского, Ольшанского, Нежинского прогибов.

Погруженные части отдельных солянокупольных поднятий, широко распространенных в районе исследований, представляют значительный интерес для выявления литологических и стратиграфических ловушек. При переходе от погруженных частей структур к их сводам наблюдаются выклинивание и уменьшение мощности ряда песчано-алевроитовых горизонтов продуктивных толщ верхневизейских отложений, значительно уменьшаются в мощности отложения турнейского яруса и нижневизейского подъяруса под поверхностями стратиграфических несогласий. Большинство антиклинальных и солянокупольных поднятий осложнено дизъюнктивными нарушениями, которые также создают благоприятные условия для экранирования залежей на далеких краевых частях этих структур.

Значительный интерес для постановки поисковых работ с целью выявления залежей углеводородов в ловушках неантиклинального и комбинированного типов представляют склоны Парафиевско-Ивангородской, Дмитриевской, Великозагорской, Прилукской и других структур. Кроме того, в районе исследований прослеживается протяженная четко выраженная в палеозойском структурном плане Хомовско-Видельцевская флексура. Здесь отмечаются резкий перепад мощностей и фациальное изменение каменноугольных и нижнепермских отложений, что создает благоприятные условия для формирования ловушек неантиклинального типа на погружении этих комплексов в сторону центральной части впадины.

Карбонатные породы широко распространены во всем палеозойском разрезе северо-западной части ДДВ. Однако наибольший интерес в отношении перспектив нефтегазоносности представляют карбонатные отложения нижней перми и башкирского яруса среднего карбона.

Развитие органогенных построек предполагается в области перехода нижнепермских мощных соленосных толщ депрессионного типа

в карбонатные шельфовые образования в периферической части Сребнянского и Ольшанского прогибов, а также в пределах отдельных структурных носов, террас, на склонах антиклинальных поднятий и вблизи соляных штоков.

Наиболее перспективны для поисков нефти и газа в карбонатных отложениях нижней перми (биогермах, биостромах, банках) юго-западный склон Сребнянского прогиба от Чернух до Иваницы и склон протяженной Хомовско-Видельцевской флексуры, в пределах которых выделяются первоочередные объекты для постановки структурно-поискового бурения. Это Северо-Гнединцевское, Восточно-Щуровское и Голтавшанское поднятия, природа ловушек в которых предполагается аналогичная Леляковскому месторождению. Узкая полоса органогенных построек намечается на северо-восточном склоне Ивангородско-Парафиевского вала, где также происходит резкая смена депрессионных фаций нижней перми шельфовыми карбонатными образованиями. Ряд органогенных построек, с которыми могут быть связаны залежи нефти и газа, развит вдоль северного краевого нарушения на участке Дмитриевка-Великие Бубны.

В каменноугольных отложениях органогенные постройки распространены ограниченно. Они приурочены к башкирскому ярусу (свиты C_1^2 , C_2^2) и установлены в северной прибортовой зоне в пределах Адамовского, Максаковского, Борковского и Холмского антиклинальных поднятий. Предполагается их развитие на участке Бахмач-Великие Бубны.

Определенный интерес в смысле поисков залежей углеводородов представляет мощная толща карбонатных образований нижневизейского подъяруса, которая широко развита в южной прибортовой зоне и центральной части впадины. Особого внимания заслуживают участки аномально повышенных мощностей этих отложений. Поиски залежей неантиклинального типа сопряжены с необходимостью качественной отбраковки и выбора наиболее перспективных участков для проведения поисковых работ, в то время как антиклинальные формы ловушек все (или почти все) проверяются бурением.

Поэтому, кроме общегеологических предпосылок, при решении этих задач важное значение приобретают комплексирование различных методов исследований и на их основе всесторонняя оценка перспективности выбранной площади или участка. Для условий северо-западной части ДДВ с относительно неглубоким залеганием перспективных комплексов перми и карбона при поисках зональных залежей наиболее рационален комплекс исследований, перечисленных ниже.

1. Проведение детальной площадной сейсморазведки МОГТ с многократным перекрытием и интерпретацией полученных результатов с помощью ЭВМ. Особое внимание при этом должно уделяться характеру поведения отражающих границ и изменению мощностей отдельных горизонтов в потенциально перспективных участках разреза. Расстояние сейсмопрофилей друг от друга не должно превышать 1-1,5 км.

2. На выявленных сейсморазведкой перспективных участках (ловушках) предусматривается проведение работ по оценке возможной нефтегазоносности комплексом прямых геохимических и геофизических методов, апробированных ранее в пределах исследуемого района. К ним прежде всего относится газометрическая съемка по первому от поверхности опорному геохимическому горизонту бучакской и каневской свит в специальных скважинах глубиной 200-300 м. Прямые геофизические методы поисков включают анализ сейсмических изображений, построенных дифракционным методом, детальные электрометрические работы, направленные на поиск аномалий, по своей характеристике отвечающих залежам нефти и газа, и геотермические исследования.

3. На получивших положительную оценку всем комплексом методов участках производится поисковое бурение скважин для вскрытия и прослеживания перспективных горизонтов. При этом предусматривается значительное увеличение по сравнению с настоящим уровнем объемов бурения структурно-поисковых скважин. Бурение скважин и геофизические исследования должны сопровождаться детальным стратиграфо-литологическим и фаціальным анализом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арсирий Ю.А. Перспективы нефтегазоносности стратиграфических и литологических зон выклинивания на бортах Днепровско-Донецкой впадины. - Тр. УкрНИГРИ, 1963, вып. 3.
2. Вакарчук Г.И., Лукин А.Е., Мясников В.И. и др. Перспективы нефтегазоносности карбонатных пород нижней перми Днепровско-Донецкой впадины. - Геол. нефти и газа, 1975, № 2.
3. Гостинцев К.К., Грезнева Р.И. Классификация литологических и стратиграфических ловушек. - Геол. нефти и газа, 1973, № 6.
4. Гостинцев К.К., Гроссгейм В.В. Стратиграфические и литологические залежи нефти и газа. Л.: Недра, 1969.
5. Леворсен А.И. Геология нефти. М.: Гостоптехиздат, 1958.
6. Лукин А.Е., Иванишин В.А. и др. Перспективы нефтегазоносности карбона Днепровско-Донецкой впадины, связанные с линзовидными песчаными телами. - В кн.: Перспективы поисков месторождений нефти и газа в Днепровско-Донецкой впадине. Львов, 1972.
7. Маслов К.С. Научные основы поисков литологических и стратиграфических залежей нефти и газа в терригенных толщах. М.: Недра, 1968.
8. Савченко В.И. О фациях нижнепермских продуктивных отложений северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - Нефть и газ, 1966, № 11.
9. Супрунчук К.С. Стратиграфические и угловые несогласия в осадочном покрове Днепровско-Донецкой впадины и их влияние на коллекторские свойства. - В кн.: Тез. докл. III обл. науч.-техн. конф. Полтава, 1967.

Г.И. Вакарчук, В.А. Гальченко, М.Г. Кривошеева,
Я.И. Цылко

**ХАРАКТЕРИСТИКА КОЛЛЕКТОРСКИХ РЕЗЕРВУАРОВ
ПРОДУКТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА
ВАСИЛЬЕВСКО-СЛОБОДСКОЙ ЗОНЫ ПОДНЯТИЙ
В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ**

В результате поисково-разведочных работ последних лет в северо-западной части ДДВ открыта новая Васильевско-Слободская зона нефтегазонакопления. Она приурочена к относительно приподнятому Лысогорскому выступу докембрийского фундамента и северо-восточному склону Сребнянской депрессии. В структурном отношении по нефтегазонасному нижнекаменноугольному комплексу это линейно вытянутая более чем на 40 км с северо-запада на юго-восток зона, в которую входят локальные брахиантиклинальные поднятия, структурные террасы и носы: Васильевское, Софиевское, Западно-Софиевское, Западно-Бережовское, Бережовское, Восточно-Софиевское, Ярошевское, Северо-Ярошевское, Поповичское, Слободское, Новослободское, Основское.

Промышленная нефтеносность установлена в пределах Ярошевского, Бережовского, Софиевского и Западно-Софиевского поднятий. Она связана с песчано-алевролитовыми отложениями визейского яруса.

На отдельных месторождениях насчитывается от одной (Бережовское месторождение) до шести (Ярошевское месторождение) залежей углеводородов. Диапазон нефтегазонасности по разрезу охватывает верхневизейские горизонты от В-15 до В-21 включительно, а также нижневизейский горизонт В-26.

Коллекторы продуктивных горизонтов относятся к гранулярным поровым коллекторам III-IV классов, по классификации А.А. Ханина.

В площадном распространении наряду с хорошо выдержанными горизонтами отдельные горизонты характеризуются высокой степенью изменчивости мощности, неоднородностью состава, емкостных и фильтрационных свойств. Это обстоятельство вызывает необходимость рассмотреть литолого-фациальные характеристики пород-коллекторов отдельно взятых горизонтов, характер изменения объемов их коллекторского резервуара и выяснить возможные связи с этими особенностями локальных участков нефтегазонакопления в пределах всей Васильевско-Слободской зоны.

Продуктивная толща верхневизейского подъяруса включает до 9 горизонтов, представленных разно-, преимущественно мелкозернистыми песчаниками и алевролитами существенно кварцевого состава с небольшой примесью полевых шпатов и слюды. Песчаные и песчано-алевролитовые породы отдельных горизонтов пересланяются с

аргиллитами и глинистыми алевролитами (вплоть до полного замещения пород коллектора глинистыми и карбонатно-глинистыми разностями).

Горизонты коллекторов разделены между собой пачками алевролитоглинистых, реже карбонатно-глинистых отложений, ритмично чередующихся с ними.

Первым сверху под региональной серпуховско-верхневизейской глинистой толщей залегает горизонт В-15. Он достаточно хорошо распознается и коррелируется по кровельному известняку. Сложен горизонт песчаниками и алевролитами с линзовидными прослоями аргиллитов мощностью 2-4 м. Коллекторская мощность горизонта от 3,5-6 до 30 м. Песчаники по составу кварцевые, мелкозернистые, с полуокатанным обломочным материалом. Цемент гидросиликатно-каолиновый контактово-порового и порового типа. Структура каолинита от тонкодисперсной до крупночешуйчатой и червеобразной. В наиболее погруженной юго-восточной части зоны нередко встречается регенерационный неполнопоровый кварцевый цемент. Формирование порового пространства этого коллектора связано в основном с образованием вторичной пористости. Открытая пористость пород 17-19%, газопроницаемость 230-450 мД. Наиболее высокие коллекторские свойства отмечены в пределах Ярошевского поднятия вблизи дизъюнктивного нарушения, осложняющего эту структуру. Наиболее высокие значения объемов коллекторского резервуара характерны для сводовых частей большинства локальных поднятий, входящих в Васильевско-Слободскую зону. На крыльях ее, а также в крайней северо-западной части наблюдается резкое (в 3-10 раз) уменьшение объема коллекторского резервуара.

Продуктивные горизонты В-17, В-18 и В-19 имеют весьма сходные с горизонтом В-15 черты литологического состава, характера порового пространства и цемента пород.

Продуктивный горизонт В-17 наиболее мощный по сравнению с другими верхневизейскими горизонтами (коллекторская мощность 20-40 м). Участки максимальных коллекторских объемов не всегда связаны с локальными поднятиями, и залежи углеводородов в них отсутствуют. Нередко в разрезе горизонта появляются линзовидные тела аргиллитов, которые к юго-востоку от Бережовского поднятия образуют сплошной прослой, разделяющий горизонт на две части. Горизонт В-19 разделяется пачкой аргиллитов на верхнюю и нижнюю части. Коллекторские разности обеих частей горизонта часто претерпевают также фациально-литологические замещения глинистыми и глинисто-алевролитовыми разностями пород. Максимальные коллекторские объемы горизонта В-19 отмечены в области Васильевского поднятия на северо-западе зоны. Для горизонта В-19 наиболее высокое значение объема коллекторского резервуара приурочено к периклинали Софиевской структуры. Продуктивность этого горизонта в пределах Ярошевского и Софиевского месторождений не связана с наиболее высокими значениями объемов его коллекторского резервуара. Для рассмотренных горизонтов коллекторов характерна частая смена литолого-фациального состава как по площа-

ди, так и по разрезу. Можно предположить, что формирование их происходило в условиях частой смены обстановки осадконакопления: от прибрежно-морской до субконтинентальной и континентальной.

О наличии последней свидетельствуют присутствие в составе как глинистых, так и алевроито-песчаных разностей пород, значительного количества рассеянного углистого вещества, появление однонаправленной косої слоистости, обилие окисного железа в составе цемента песчаников горизонта В-17 (скв. 244).

Продуктивные горизонты В-16, В-20, В-21, В-22 по сравнению с ранее рассмотренными характеризуются небольшой мощностью и плохой выдержанностью по площади. Наблюдаются выклинивания песчаных и алевроитовых разностей пород, а также их частое переслаивание между собой. Мощности коллекторских разностей в этих горизонтах, как правило, не превышают 6-10 м. Четко обособленных участков увеличения объемов коллекторского резервуара, за редким исключением, не установлено. В составе цемента коллекторов отмечается присутствие обугленной органики, пирита, ухудшающих емкостные и фильтрационные качества коллекторов, которые в целом несколько ниже, чем в ранее упомянутых горизонтах верхневизейских отложений.

Особое место среди продуктивных горизонтов занимает горизонт В-26, приуроченный к нижней части нижневизейских отложений. Его нефтегазоносность доказана в пределах Ярошевского и Софиевского месторождений и прогнозируется в пределах Слободской, Новослободской и других структур. Горизонт представлен кварцевыми мелко-, средне-, разномерными песчаниками с гравийными обломками. Зерна слабо окатаны, угловатые, плохо сортированные. Наряду с кварцем в составе песчаников отмечаются до 3-5% полевых шпатов, а также мелкие обломки аргиллитов, микрокварцитов. Цемент песчаников каолинистый, гидрослюдисто-каолинистый, контактово-порового, порового и пленочно-порового типа. Песчаники нередко замещаются и чередуются с такими же по составу алевролитами. Коллекторская емкость обусловлена в основном выщелачиванием карбонатного цемента. Ухудшение коллекторских свойств пород на локальных участках связано с заполнением пор углистым материалом и пиритом (скв. 5 Ярошевская, 1 Софиевская), развитием порового конформно-регенерационного кварцевого цемента (скв. 9 Ярошевская).

Коллекторский резервуар характеризуется значительной изменчивостью по площади развития горизонта. Коллекторская мощность от 3-5 м до 12-23 м, открытая пористость пород 11-16%. Относительно высокие значения объемов коллекторского резервуара приурочены к сводовым частям Ярошевского, Западно-Бережовского, Васильевского поднятий. Остальные структурные элементы зоны и особенно ее погруженная юго-восточная часть характеризуются низкой коллекторской емкостью.

В связи с тем, что песчаные горизонты В-26, В-27 являются базальными для отложений нижневизейского подъяруса, можно предположить, что характер накопления и формирования их коллекторско-

го резервуара в большой степени определялся особенностями палеорельефа исследуемой территории.

Выполненные исследования петрофизических свойств пород и характера развития коллекторского резервуара продуктивных горизонтов визейского яруса Васильевско-Слободской зоны позволяют сделать некоторые выводы.

Коллекторы продуктивных горизонтов визейского яруса представлены песчаными и песчано-алевритовыми разностями пород, относятся к гранулярному поровому типу коллекторов III-IV класса, по классификации А.А. Ханина.

Формирование порового пространства коллекторов в основном обусловлено выщелачиванием и развитием вторичного крупночешуйчатого каолинита.

Ухудшение коллекторских свойств пород обуславливается повышенным содержанием глинистого цемента, заполнением пор рассеянным углистым веществом и мелкокристаллическим пиритом, образованием полнопорового регенерационного и конформно-регенерационного цемента.

Наиболее высокими коллекторскими свойствами характеризуются продуктивные горизонты верхневизейского подъяруса В-17, В-18, В-15. К этим же горизонтам приурочены наибольшие по объему коллекторские резервуары.

Горизонты В-16, В-20, В-21-22 и В-26 более изменчивы по площади, характеризуются более частым замещением коллекторских разностей глинистыми. Коллекторские свойства пород, слагающих эти горизонты, более низкие по сравнению с предыдущими. Как правило, коллекторские резервуары этих горизонтов незначительные по объему и нешироко распространены по площади, за исключением горизонта В-26.

Для всех горизонтов характерна приуроченность максимальных объемов коллекторского резервуара к приосевой части Васильевско-Слободской зоны, а для горизонтов В-15 и В-26 - совмещение этих максимумов со сводами отдельных структур.

В пределах ярко выраженных конседиментационных брахиантиклинальных поднятий (Бережовское, Васильевское, Ярошевское) наблюдается совпадение максимумов объемов пластового резервуара для большинства верхневизейских горизонтов.

Залежи углеводородов не всегда совпадают с максимальными объемами коллекторского резервуара.

Установленные на примере Васильевско-Слободской зоны поднятий сложные соотношения коллекторских резервуаров, изменчивость их объемов, изменчивость вещественного состава отдельных горизонтов должны учитываться при прогнозировании и определении масштабов залежей углеводородов в глубокопогруженных зонах распространения нижнекаменноугольных отложений в северо-западной части ДДВ.

ПРИРОДА И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АВПД

УДК 532.11:550.812:553.98

Е.В. Кучерук

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ АВПД И ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДАННЫХ О НИХ ПРИ ПОИСКАХ ЗАЛЕЖЕЙ УГЛЕВОДОРОДОВ, НЕ СВЯЗАННЫХ С АНТИКЛИНАЛЯМИ

В настоящее время проблема пластовых давлений флюидов стала предметом исследования почти во всех областях наук о Земле, особенно в области геологии нефти и газа. Можно без преувеличения сказать, что геологи, геофизики, геохимики и инженеры, занимающиеся поисками, разведкой и разработкой нефтяных и газовых месторождений, проблеме АВПД в настоящее время уделяют внимание не меньшее, чем тектонисты — концепции новой глобальной тектоники. Наличие АВПД благоприятно сказывается на коллекторских свойствах вмещающих пород, увеличивает время естественной эксплуатации нефтяных и газовых месторождений без применения дорогостоящих вторичных методов добычи, повышает удельные запасы газа и дебиты скважин, способствует сохранности скоплений углеводородов, свидетельствует о наличии в нефтегазоносном бассейне изолированных участков и зон. В то же время АВПД — потенциальный источник аварий в процессе бурения. Неожиданное вскрытие зон АВПД — основная причина открытых фонтанов и выбросов, что приводит к большим материальным затратам, а часто и к человеческим жертвам.

Пластовым давлением называют давление, которое действует на флюиды (воду, нефть, газ), содержащиеся в поровом пространстве пласта. В нефтепромысловом деле начальное пластовое давление обычно принимается равным условному гидростатическому, т.е. давлению, оказываемому столбом пресной воды (плотность 1 г/см^3), высота которого равна глубине залегания пласта в точке замера. Согласно такому определению, к аномальным относят пластовые давления, величина которых отклоняется от условного гидростатического. Пластовые давления, превышающие условное гидростатическое, обычно относят к аномально высоким пластовым давлениям (АВПД), тогда как пластовые давления меньше гидростатического называют аномально низкими пластовыми давлениями (АНПД).

В отечественной литературе к АНПД обычно относят давления, градиент которых равен или ниже $0,95 \text{ кгс/см}^2/10 \text{ м}$; давления с градиентом, равным $0,96-1,05$, считаются нормальными, так как они мало отличаются от условного гидростатического; давления с градиентом $1,06-1,30$ относят к повышенным пластовым давлениям (ППД). АВПД считаются такие пластовые давления, градиент которых превышает $1,30 \text{ кгс/см}^2/10 \text{ м}$.

Аномальные пластовые давления как АВПД, так и АНПД, к настоящему времени широко известны во многих нефтегазоносных бассейнах и в отложениях от кембрия до плейстоцена. Они встречаются как на суше, так и в море при бурении скважин на нефть и газ, причем АВПД встречаются более часто, чем АНПД. Особенно широко развиты АВПД на больших глубинах (более 4 км). Здесь они уже становятся нормальными по отношению к существующим на больших глубинах термобарическим условиям, а давления, соответствующие условным гидростатическим, встречаются значительно реже.

К настоящему времени высказано много разнообразных гипотез о генезисе аномальных давлений [4]. Их образование связано с геологическими, физическими, геохимическими и механическими процессами. Основные причины образования аномальных пластовых давлений — явления уплотнения глинистых пород, процессы осмоса, катагенетические преобразования пород и содержащегося в них органического вещества, процессы тектогенеза и геотермические условия недр. Каждый из этих факторов может быть доминирующим в образовании аномальных давлений в том или ином нефтегазоносном бассейне в зависимости от его геологического строения и истории развития. Часто бывает трудно или даже невозможно выяснить относительную роль каждого отдельного фактора в образовании аномальных давлений в изучаемом регионе. Все же важнейшим, по-видимому, является температурный фактор, поскольку коэффициенты теплового расширения различных флюидов, заключенных в изолированном объеме пород, значительно больше, чем коэффициенты расширения минеральных компонентов, слагающих породу [4, 6]. При этом изменение температуры в изолированной системе при ее погружении на большие глубины или подъеме в результате воздымания территории или размыва части перекрывающих пород приводит к значительно большим градиентам изменения аномальных давлений, чем это происходит при таких же условиях в открытой пластовой системе. Важно при этом учитывать соотношение газ-жидкие углеводороды-вода в условиях замкнутой системы и ее начальную и конечную глубины залегания после изоляции, что позволяет удовлетворительно объяснить образование АВПД и АНПД при перемещении изолированной системы на новые гипсометрические уровни.

Основное условие существования аномальных давлений в недрах — изолированность системы. Отсутствие надежной изоляции приводит к выравниванию давления до гидростатического. Нормальные (гидростатические) и аномальные пластовые давления существуют лишь тогда одновременно, когда они разделены барьером проницаемости, который, как правило, действует также и как барьер давления.

В отечественной и зарубежной геологической литературе очень много написано об аномальных давлениях, но лишь в единичных работах речь идет о барьерах давления [9, 11, 12]. Такие барьеры давления могут быть образованы в результате различных процессов (физических, химических и других) или их сочетания. Например, химические реакции между пластовыми водами и породой, смешивание вод различной минерализации и другие процессы могут привести, с учетом фактора геологического времени, к литологическому изменению пород, в результате чего они станут препятствием для движения через них флюидов. Аномальные давления, возникшие в геологическом прошлом или в настоящее время в сформированной таким образом замкнутой системе, не могут релаксироваться, пока существуют барьеры давления.

В настоящее время изучение и прогнозирование зон АВПД и АНПД направлено главным образом на предотвращение аварий в бурении при их неожиданном вскрытии. Но очень мало внимания уделяется изучению роли АВПД в процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления. А между тем важнейшее условие в реализации нефте- и газоматеринского потенциала осадочных пород — наличие резкого перепада давлений между нефтематеринскими породами и породами-коллекторами. Оптимальные условия для массовой эмиграции углеводородов из нефтематеринских пород в породы-коллекторы создаются тогда, когда давление в глинистых породах является аномально высоким и на контакте с ними находятся проницаемые пласты. По направлению к последним и происходит миграция углеводородов. Уже в этот период при наличии благоприятных ловушек, как структурных, так и неструктурных, например песчаных тел линзообразной формы, могут быть сформированы залежи углеводородов промышленного значения. Такой в частности, по всем показателям является одна из залежей литологического типа на японском газо-нефтяном месторождении Минами-Ага в бассейне Нитгата [10].

АВПД, известные в настоящее время во многих нефтегазоносных бассейнах, были широко развиты и в геологическом прошлом. В некоторых бассейнах в прошлые геологические эпохи они были распространены больше, чем в настоящее время. Это обычно не учитывается при оценке условий нефтегазообразования и нефтегазонакопления, а в большинстве случаев бездоказательно принимается, что в прошлые геологические эпохи давления в осадочной толще были гидростатическими.

В последнее время для оценки современных и палеопластовых давлений с успехом используются материалы акустического каротажа, с помощью которого определяют пористость породы, а по ней рассчитывают давление флюидов с учетом ряда поправок [12]. Исследования в этом направлении представляют большой интерес. Имея данные о современных и палеодавлениях в глинистых толщах, рассчитанные по характеру изменения их плотности, отражающей их пористость, и об изменении давлений по направлению к соседним пластам-коллекторам вместе с материалами геохимических исследований, можно получить представление о направлении и путях первичной миграции.

Термобарические условия недр — важнейший фактор, который существенно влияет на фазовое состояние углеводородов и само существование залежей нефти и газа. Очень много имеется работ, в которых рассматриваются особенности распределения скоплений углеводородов в осадочном разрезе различных нефтегазоносных бассейнов в зависимости от их современного и палеотемпературного режима. Однако довольно мало уделено внимания изучению особенностей размещения залежей нефти и газа в нефтегазоносных бассейнах в зависимости от изменения градиентов пластовых давлений. На больших (более 4 км) глубинах, где широко развиты АВПД, коллекторские свойства терригенных пород очень часто более высокие, чем на меньших глубинах, где преимущественно развиты гидростатические давления [3]. У геологов-нефтяников сложилось представление, что зоны АВПД неблагоприятны в нефтегазоносном отношении, что связано главным образом с большим количеством аварий при бурении в этих зонах. Вместе с тем зоны развития АВПД благоприятны в отношении сохранности скоплений углеводородов, поскольку они характеризуют изолированную или почти изолированную систему, в которую, в частности, не проникают поверхностные воды, разрушающие скопления углеводородов. Среди выявленных нефтяных и газовых месторождений, для которых характерны АВПД, можно назвать такие, как Хасси-Мессауд, Хасси-Рмель, Статфьорд, Брент, Лак, Вуктыл, Келли-Снайдер и многие др.

В настоящее время при поисках залежей нефти и газа, не связанных с антиклинальными складками, используются главным образом результаты палеогеографических исследований. Мало внимания уделяется данным изучения пластовых давлений разведываемого района, в частности анализу закономерностей распределения аномальных пластовых давлений. Между тем многие из таких залежей, в частности эпигенетически экранированные [2] и другие, в большинстве своем содержатся в замкнутых участках пластовых резервуаров, которые не связаны с пластовой гидродинамической системой. Поэтому для них очень часто характерны аномальные пластовые давления, как АВПД, так и АНПД. Анализируя данные о пластовых давлениях, можно получить представление о местоположении барьеров давления и научно обоснованно прогнозировать поиски залежей нефти и газа, не связанных с антиклиналями.

Имеющийся фактический материал по многим нефтегазоносным бассейнам убедительно свидетельствует о целесообразности использования данных о пластовых давлениях при поисках залежей нефти и газа неструктурного типа. Так, для Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна установлено, что АВПД связаны в основном с залежами литологически экранированными [5]. Пластовые же и массивные залежи, приуроченные к неэкранированным резервуарам и располагающиеся выше или ниже залежей с АВПД, в пределах одного и того же месторождения характеризуются давлениями, близкими к гидростатическому. Это наблюдается на Уренгойском месторождении, где АВПД зафиксированы в пластах БУ22, БУ15, БУ14, БУ8, к которым приурочены литологически экранированные залежи.

В пластовых сводовых и массивных залежах пластов ПК₁₋₄, ПК₁₈, ПК₂₁, БУ₁, БУ₅ и других пластовые давления соответствуют гидростатическим. Аналогичное распределение давлений наблюдается на большинстве месторождений, в разрезе которых присутствуют залежи с АВПД [5].

В Ферганской впадине на Канибадамской и Раватской площадях выявлены неструктурные залежи в зонах АНПД [1]. На Канибадамской площади нефтеносен пласт II, приуроченный к кровле сумсарских слоев. Залежь расположена в пределах так называемого "изобарического окна", т.е. зоны АНПД, где пластовые давления колеблются от 260 (скв. 5) до 330 атм (скв. 8,28). На Раватской площади нефтеносен пласт VII. Залежь также не контролируется структурным фактором и, как на Канибадамской площади, приурочена к зоне АНПД. Подобного типа залежи в меловых и палеогеновых отложениях известны и на других площадях северо-восточной Ферганы (Майли-Су IV, Майли-Су III, Избаскент). В них также скопления нефти, не связанные с антиклиналями, характеризуются аномальными давлениями.

Много залежей нефти и газа неструктурного типа с аномальными пластовыми давлениями известно в зарубежных нефтегазоносных бассейнах - Западно-Канадском, Сан-Хуан, Пермском и др [8]. Среди них имеются и довольно крупные, преимущественно газовые, такие как Хьюгтон, Бисти, Уоттенберг и др. Все они характеризуются АНПД, что свидетельствует об их изолированности. Несомненно, много таких залежей пропущено при разведке, особенно в тех местах, где для предотвращения выбросов использовались тяжелые буровые растворы.

В практике буровых работ в районах развития АВПД принято поддерживать достаточно большую плотность циркулирующего глинистого раствора, чтобы избежать выбросов и аварий при вскрытии зон АВПД.

Однако неоправданное утяжеление бурового раствора приводит очень часто к разрыву отдельных интервалов ствола, сопровождающемуся потерей циркуляции и глубокой глинизацией возможно продуктивных горизонтов. Последнее является причиной того, что многочисленные продуктивные пласты во вскрытом скважиной разрезе и даже месторождения, среди которых встречаются довольно крупные, оказываются необнаруженными.

Хороший пример этому - история открытия крупнейшего нефтяного месторождения Келли-Снайдер в Западном Техасе (США), начальные разведанные запасы нефти которого 148 млн. т. Из-за применения утяжеленного глинистого раствора это месторождение не было открыто первой поисковой скважиной, заложенной в благоприятных структурных условиях и вскрывшей продуктивный горизонт в разрезе пенсильванских отложений. Эта скважина была ликвидирована. Месторождение обнаружили несколько лет спустя новой поисковой скважиной, пробуренной в нескольких километрах от первой. Лишь после этого в первой скважине было проведено повторное испытание пенсильванских отложений и получена нефть.

Еще более поучительный пример - обнаружение в 1978 г. в довольно изученной зоне (старый Голден-Лейн) бассейна Мексиканского залива в прибрежной равнине на территории Мексики крупнейшего газонефтяного месторождения Чиконтепек [7]. Это месторождение, по заявлению генерального директора государственной нефтяной компании Мексики "Пемекс" Хосе Диаса Серрано, является самым крупным из обнаруженных в западном полушарии. Его геологические запасы оценены в более 14 млрд. т нефти и 1,1 трлн.м³ газа. Продуктивными на месторождении являются отложения третичного возраста, выполняющие крупный эрозионный каньон (123x25 км), врезаемый в отложения палеогена, мела, а местами и юры. Мощная толща осадочных пород, выполняющая каньон, образует крупную линзу, к которой приурочена единая газонефтяная залежь, характеризующаяся АВПД. Ранее в пределах площади этого месторождения в разное время было пробурено более 1200 скважин на более глубокозалегающие горизонты мезозоя. В процессе проходки третичных отложений с утяжеленным буровым раствором, из-за наличия в них АВПД, наблюдались нефтепроявления, которые считались показателями присутствия локальных скоплений большой промышленной значимости. Однако наличие в этом интервале разреза АВПД считалось неблагоприятным фактором освоения этих мелких скоплений. Лишь переинтерпретация данных бурения позволила выявить это уникальное месторождение.

К настоящему времени накоплен большой материал по АВПД и АНПД в различных нефтегазоносных бассейнах. Наличие аномальных давлений является одним из важнейших признаков изолированности коллектора, существования в разрезе надежных флюидоупоров. Тщательный анализ данных о пластовых давлениях с выделением зон развития АВПД и АНПД заслуживает большого внимания, поскольку к таким зонам очень часто бывают приурочены различные типы залежей нефти и газа, не связанные с антиклинальными складками.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асфандияров Н.А., Газиев А.М., Махмудов А.Х. О генетической связи пластового давления и размещения залежей нефти в Южной Ферганае. - Сб. науч. тр. Ташкент. политех. ин-та, 1978, № 226.
2. Кузьмина Е.М., Кучерук Е.В. Новый тип неструктурных залежей нефти и газа. М.: ВНИИОЭНТ, 1978.
3. Кучерук Е.В., Шендерей Л.П. Современные представления о природе аномально высоких пластовых давлений. М., 1975.
4. Кучерук Е.В., Хобот М.Р. Нефтегазоносные бассейны США, перспективные для поисков нефти и газа на больших глубинах. - Геол. нефти и газа, 1977, № 11.
5. Нежданов А.А., Бородкин В.М., Кулахметов Н.Х. Аномальные пластовые давления в залежах различных типов мезозоя Западной Сибири. - Тр. ЗапСибНИГНИ, 1979, вып. 144.
6. Bradley J.S. Abnormal formation pressure. - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, vol. 59, N 6.
7. Chicontepes: 16.083 pozos en 13 años. - Petrol. intern., 1979, vol. 37, N 4.

8. Dickey P., Cox W.C. Oil and gas with subnormal pressures. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1977, vol. 61, N 12.
9. Evans C.R., McIver D.C., Magara K. Organic matter, compaction history and hydrocarbon occurrence, Mackenzie Delta, Canada. – In: Ninth World Petrol. Congr. Proc. L.: Appl. Sci. Publ., 1975, vol. 2.
10. Fujita Y. Role of shale porosity anomaly in hydrocarbon exploration. – J. Jap. Assoc. Petrol. Technol., 1977, vol. 42, N 2.
11. Loudon L.R. Chemical caps cause pressure buildup. – Oil and Gas J., 1971, vol. 69, N 46.
12. Magara K. Compaction and fluid migration. Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. Co., 1978.

УДК 552.361.836(477.6)

Р.М. Новосилецкий, А.Ю. Полутранко

О СВЯЗИ АВПД В ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЕ С ТЕМПЕРАТУРОЙ НЕДР

Один из основных вопросов при изучении пластовых давлений флюидов – природа аномально высоких пластовых давлений (АВПД) и механизм их возникновения. Одни исследователи образование АВПД объясняют процессами литификации пород, другие – эндогенными процессами.

Многие исследователи, изучавшие АВПД в различных нефтегазоносных бассейнах, пытались объяснить возникновение повышенных давлений без детального анализа имеющихся данных по другим регионам, что привело к появлению многочисленных гипотез о природе АВПД. Анализ литературы по этому вопросу показывает, что некоторые авторы для образования АВПД предполагают уникальное сочетание обстоятельств [1–3].

Широкое развитие АВПД в различных нефтегазоносных бассейнах мира вызывает сомнение в большом разнообразии причин возникновения АВПД.

Характерной особенностью геологического строения районов с проявлениями АВПД в разрезах осадочных образований является большая мощность отложений. Это подтверждается данными изучения геологического строения и термобарических условий отложений ДДВ, а также других нефтегазоносных бассейнов СССР и зарубежных стран. В ДДВ отмечается постепенное увеличение мощности отложений с северо-запада на юго-восток от 1 до 17 км¹. Пластовая температура в основании осадочного чехла изменяется от 40 до 520°C. Широкое развитие АВПД, по данным замеров давлений и водогазопроявлениям, имеет место в юго-восточной части впадины

¹ Для осадочного заполнения впадины характерно наличие зон высоких градиентов мощности различных стратиграфических комплексов. (Прим. ред.)

(Балаклеевско-Савинская, Шебелинская, Сливаковская, Руденковская, Орельская, Шандровская, Перещепинская и другие площади) и на единичных площадях (Солоховская, Опошнянская, Глинско-Розышевская и др.) в ее центральной части.

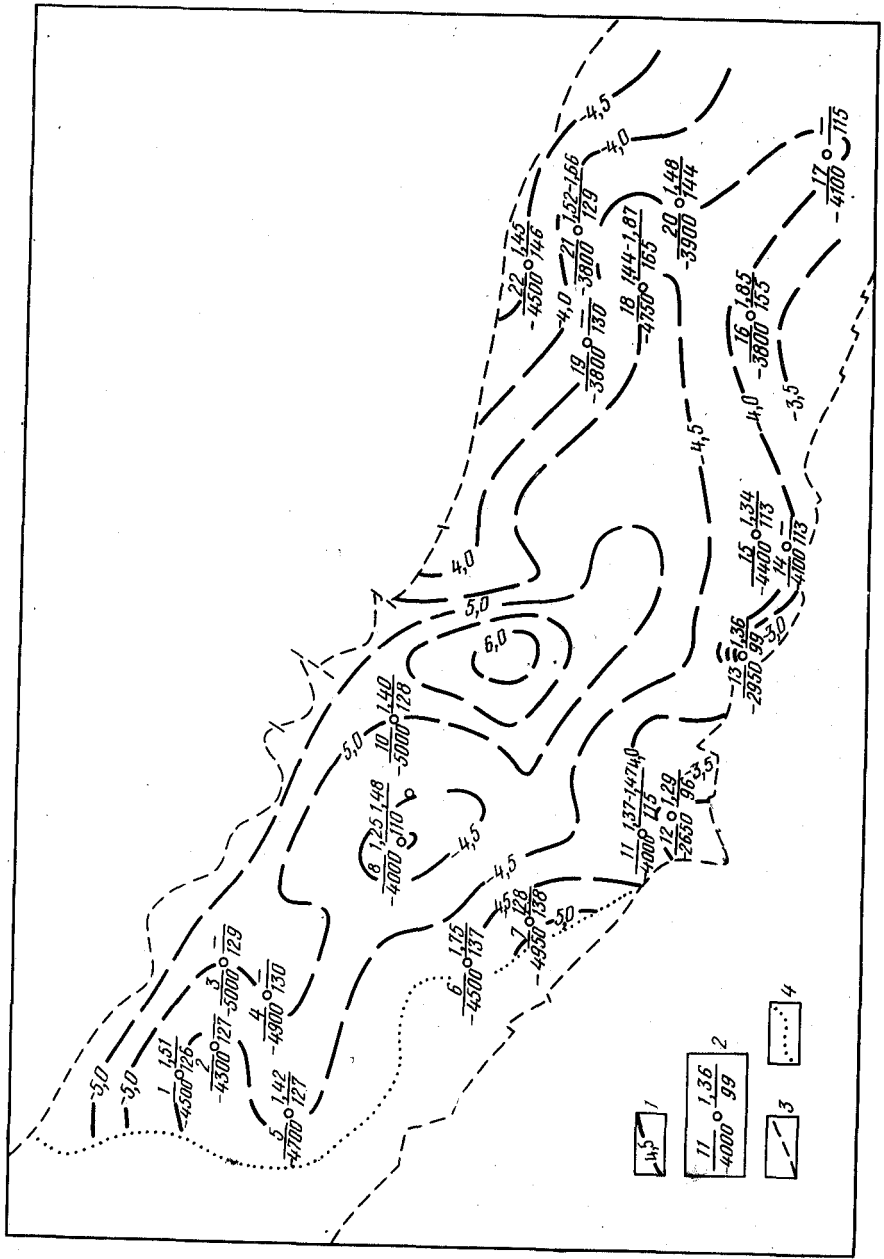
Комплексное изучение распространения гидростатических давлений и АВПД в строении впадины показало, что АВПД встречаются в областях с мощностью осадочных образований более 7 км и широко распространены в районах с мощностью отложений более 10 км. Отложения, часто с высоким содержанием захороненного органического вещества (ОВ), в этих частях впадины находятся в зоне метаморфизма (температура на глубине 7 км превышает в среднем 200°C, при мощности отложений 10 км – более 300°C, а в экзоконтактах интрузий может достигать 700–1300°C). Интрузии в осадочных образованиях впадины широко распространены и хорошо изучены.

Многочисленные данные по замерам температуры и давлений в скважинах ДДВ и других нефтегазоносных бассейнов показывают, что переход нормальных гидростатических давлений в АВПД не связан с определенными глубинами и стратиграфическими комплексами пород, а отмечается в основном на глубинах с температурой 100–120°C. Вследствие значительного изменения геотермического градиента по площади, средняя температура 110°C может встречаться на глубинах от 2200 до 5600 м, а в структурах, осложненных соляной тектоникой, – и до 6100 м (Роспашовская площадь). Самые низкие геотермические градиенты – 1,62–2,50°C/100 м – установлены в центральной части грабена, в направлении к бортам увеличиваются до 3,44°C/100 м. В связи с этим АВПД в пределах центральной части грабена встречаются на глубинах более 4280 м (Солоховская площадь) и в направлении к северной и южной краевым частям впадины глубина их распространения уменьшается до 2750 м.

Для определения зоны и глубин распространения АВПД построена карта глубин с температурой 110°C и определена область распространения отложений с температурой более 200°C, что позволило оконтурить зону развития высоких пластовых давлений флюидов (рисунок).

В зонах перехода от нормальных гидростатических давлений к АВПД повсеместно установлено повышение пластовой температуры на 6–8°C. Температурные аномалии изучены в ДДВ в разрезах Глинско-Розышевского, Солоховского и Новониколаевского месторождений [5]. При переходе в зону АВПД повсеместно наблюдаются также и гидрохимические аномалии и заметное изменение состава газа и физических свойств пород.

В пластовых водах зон АВПД с температурой более 110°C отмечено значительное повышение концентрации ионов HCO_3 , SO_4 и Mg. В растворенных и свободных газах зоны заметно возрастает количество углекислого газа и водорода, а породы часто характеризуются повышенной плотностью, низкой пористостью и высокой трещинной проницаемостью.



Наличие температурных аномалий в зоне перехода к АВПД, заметное возрастание количества углекислого газа и водорода, разуплотнение пород в разрезе отложений с температурой менее 110°C и значительное их уплотнение в нижележащей толще пород является веским доказательством внедрения флюидов высокого давления и постоянного их подтока из глубоких горизонтов осадочных образований.

Мигрирующие с глубины вода и газы, представляющие собой летучие продукты метаморфизма пород с захороненным в них ОВ, а также дегидратации минералов, могут обладать давлениями, превышающими даже геостатические.

Графитизация ОВ, преобразованного до антрацитової стадии, сопровождается выделением летучих веществ в виде воды, метана, углекислого газа, водорода и азота. В зоне метаморфизма пород образуется большое количество углекислого газа при восстановлении углеродом окислов металлов. Взаимодействие воды с многими минералами и углеродом при высоких температурах приводит к образованию больших объемов углекислого газа и водорода. Интенсивное выделение углекислого газа из карбонатных пород в зоне метаморфизма происходит при температуре более 400°C [4, 5].

Указанные выше процессы приводят к образованию подвижных вод и формированию газов, в составе которых наряду с высоким количеством CO₂, CO, N₂ и других компонентов в больших количествах встречаются углеводороды.

При взаимодействии вод, насыщенных образующимся на глубоких горизонтах углекислым газом, с натриевыми алюмосиликатами воды обогащаются ионами натрия и гидрокарбоната, что приводит к каолинитизации полевых шпатов в отложениях карбона ДДВ. Воздействие углекислого газа на карбонаты сопровождается обогащением вод гидрокарбонатным ионом и пород - кальцием, а взаимодействие углекислого газа с доломитами и другими магнийсодержащими по-

←
Схема распространения АВПД в Днепровско-Донецком нефтегазоносном бассейне

1 - изогонсы поверхности зоны АВПД, км; 2 - скважина, слева: в числителе - номер площади (1 - Васильевская, 2 - Глинско-Розышевская, 3 - Гадячская, 4 - Харьковцевская, 5 - Яблунговская, 6 - Сагайдакская, 7 - Шкурупиевская, 8 - Солоховская, 9 - Опшнчанская, 10 - Березовская, 11 - Руденковская, 12 - Новониколаевская, 13 - Перешепинская, 14 - Орельская, 15 - Шандровская, 16 - Новомечениловская, 17 - Троицкая, 18 - Северо-Волвенковская, 19 - Шебелинская, 20 - Спиваковская, 21 - Балаклеевско-Савинская, 22 - Волоховская), в знаменателе - абсолютная отметка зоны АВПД, м; справа: в числителе - коэффициент аномальности давления, в знаменателе - температура пласта, °C; 3 - граница Днепровско-Донецкого грабена; 4 - предполагаемая граница распространения АВПД

В.И. Зильберман, Л.П. Шендерей
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ
И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АВПД

В последние годы практика глубокого и особенно сверхглубокого бурения все чаще наталкивается на ранее мало известное явление – аномально высокие пластовые давления (АВПД). Неожиданное вскрытие пластов с АВПД зачастую является источником осложнений, аварий, высоких непроизводительных материальных затрат и в конечном счете – невыполнения проектных заданий.

В начальный период считалось, что АВПД характерны для залежей с небольшими, часто непромышленными запасами. Однако изучение геологического строения месторождений с АВПД показало, что в этих случаях источником осложнений были сателлитные скопления в ореоле вторжения, тогда как основная залежь оказывалась не вскрытой. Успешное преодоление ореолов вторжения дало основание для переоценки практического значения залежей с АВПД. Накопленный к настоящему времени отечественный и зарубежный опыт поисково-разведочных работ показывает, что зоны распространения АВПД наиболее перспективны в нефтегазоносном отношении. Один из характерных примеров – месторождение Молассы (Италия), где добыча газоконденсата (400–650 тыс. м³/сут/скв.) идет с глубины 5196–5830 м в нарастающем темпе. Это одно из месторождений, на котором продуктивный горизонт имеет пластовое давление более 100 атм, а пластовая температура равна 155°С. Отсюда следует, что прогнозирование АВПД – задача первостепенной важности.

Не вдаваясь в вопросы происхождения АВПД, можно утверждать, что флюид и порода в зоне АВПД находятся в состоянии высокого напряжения, которое бурно релаксируется в момент пересечения скважиной зоны. Важно подчеркнуть, что признаки напряженного состояния характерны не только для высоконапорного скопления пластовых флюидов и вмещающих пород, а прослеживаются выше по разрезу и нарастают по мере приближения к залежи, что и используется для прогнозирования АВПД.

Поэтому в плане прогнозирования АВПД задача состоит в том, чтобы возможно раньше “уловить” признаки нарастающего напряжения в разрезе и оценить их по возможности в количественной форме, т.е. в величине, необходимой для успешной проводки скважины плотности бурового раствора.

Для оперативного прогноза АВПД, как показал опыт бурения скважин в ДДВ, можно использовать ряд признаков. Их насчитывается около трех десятков, однако значимость каждого признака различна. Если одни из них дают довольно достоверную информацию, то другие привлекаются как вспомогательные для подтверждения присутствия в разрезе зоны АВПД.

родами приводит к карбонатизации пород и обогащению раствора ионами гидрокарбоната и магния.

При повышении минерализации подземных вод наименее растворимые компоненты (CaCO₃ и SiO₂) выпадают в осадок, что приводит к перекрытию миграционных потоков и сохранению АВПД. Указанные процессы часто приводят к образованию над зоной АВПД горизонтов сильно уплотненных пород (Шебелинское месторождение), которые служат экраном для глубинных флюидов.

Важным фактором при возникновении АВПД является гидрогенизация свободным водородом ОВ и продуктов его преобразования (углеводородов и др.). Гидрогенизация приводит к образованию значительных объемов газообразных углеводородов, а также воды, аммония и сероводорода, что вместе с отжатыми с глубины водами приводит к возникновению и длительному сохранению АВПД [5].

Таким образом, изучение термобарических условий, состава подземных вод и газов, физических свойств пород ДДВ, а также анализ литературных данных позволили установить две основные причины возникновения АВПД: 1) выделение летучих веществ при метаморфизме пород и захороненного в них ОВ и 2) гидрогенизацию водородом органического вещества и высокомолекулярных углеводородов [4, 5]¹.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дурмишьян А.Г. О проблеме аномально высоких пластовых давлений (АВПД) и ее роли в поисках залежей нефти и газа. – В кн.: Аномально высокие пластовые давления и методы прогноза АВПД в процессе бурения. Л., 1977. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 397).
2. Калинин М.К. Методы сравнительной оценки перспектив нефтегазоносности акваторий и поисков в них нефти и газа. М.: Недра, 1977.
3. Кучерук Е.В., Шендерей Л.П. Современные представления о природе аномально высоких пластовых давлений. – В кн.: Итоги науки и техники. Месторождения горючих полезных ископаемых. М., 1975, т. 6.
4. Новосилецкий Р.М., Романюк А.Ф. О природе аномально высоких пластовых давлений на больших глубинах нефтегазоносных областей Украины. – Геол. журн., 1975, т. 35, вып. 6.
5. Шпак П.Ф., Новосилецкий Р.М. Природа и распространение аномально высоких пластовых давлений флюидов в нефтегазоносных бассейнах. – Геол. журн., 1979, т. 39, вып. 3.

¹ Стремление авторов к униформизму и забвение важнейших для понимания природы АВПД литогенетических факторов определяет дискуссионность полученных выводов. (Прим. ред.).

Условно все признаки можно разделить на три группы. Самая многочисленная из них выявляется в результате геолого-геохимических наблюдений [2]. Появление признаков этой группы основано на том факте, что приближение к зоне АВПД сопровождается увеличением загазованности разреза, очень часто изменением минерализации и солевого состава пластовых (поровых) вод, увеличением пластовой температуры, изменением размеров, количества и формы обломков шлама [2-4]. Последнее, очевидно, вызвано тем, что при быстром снятии напряжения разрушаемая порода дает остроугольные осколки (феномен, известный в шахтной геологии), тогда как в обычных условиях частицы шлама имеют изометричную форму. Все признаки прогнозирования АВПД, включенные в первую группу, позволяют получить качественную оценку.

Во вторую группу можно объединить те признаки, которые отражаются в параметрах режима бурения. К таким параметрам относятся прежде всего механическая скорость бурения, нагрузка на долото, скорость вращения ротора. Наблюдения за основными параметрами бурения позволили установить количественную зависимость между ними и плотностью бурового раствора. Такая зависимость выражена через d -экспоненту.

Посредством d -экспоненты как бы приводятся к общему знаменателю различные геолого-технологические условия бурения и появляется возможность их сравнения по интервалам проходки. В подтверждение эффективности этой методики можно привести примеры, когда по архивным данным (по карточкам отработки долот) на Шебелинской (сверхглубокие скв. 600, 700), Сагайдакской (сверхглубокая скв. 51) и других площадях с помощью d -экспоненты удалось получить картину распределения АВПД, отвечающую реальным условиям их бурения (исследования ВНИГРИ, ИГиРГИ, УкрНИИгаза). Сопоставление полученных расчетным путем градиентов АВПД с фактическими величинами плотности бурового раствора позволило установить, что осложнения, имевшие место при их проводке, возникали вполне закономерно.

Бурение 600 осуществлялось в условиях недоуравновешенной системы "скважина-пласт". Утяжеление бурового раствора проводилось после вскрытия зон АВПД, причем плотность утяжеленного раствора не обеспечивала превышения его гидростатического давления над пластовым. Следствием этого явились многочисленные газопроявления.

Совершенно иная картина наблюдалась при проводке скв. 700, удаленной от предыдущей на 4 км. Бурение ее на глубинах более 4000 м осуществлялось с применением переутяжеленного бурового раствора, что привело к значительным (150-200 кгс/см² и более) перепадам давления на пласты и, как следствие, поглощения.

Ко второй группе следует отнести также качественные признаки приближения к зонам АВПД: увеличение скорости циркулирующего раствора, повышение уровня раствора в приемных емкостях, затыжки при подъеме, посадки при спуске инструмента, подсакивание крутящего момента на роторе, резкое повышение механической скорости бурения, изменения напряженного состояния горных

пород в зависимости от соотношения пластового и гидростатического давления столба бурового раствора и др.

В третью группу можно включить признаки, указывающие на изменения физических свойств пород в зонах АВПД и, в первую очередь, плотности. Эти признаки четко фиксируются различными видами каротажа, особенно электро- и акустического.

Рекомендуя те или иные наблюдения для выявления признаков зоны АВПД, необходимо подчеркнуть, что каждый из них или даже два-три из одной группы могут быть признаками, необязательно характерными для зоны АВПД. Поэтому залогом успешного прогнозирования АВПД является комплексное использование различных методов исследований: геологических, геохимических, технологических, геофизических. В такой ситуации каждый признак дополняется другим и помогает получить однозначную информацию об энергетическом состоянии вскрываемого разреза.

Система прогноза может быть создана лишь в результате анализа фактического материала, характеризующего геологические условия, в которых находятся зоны АВПД. Помимо чисто практической пользы, результаты таких исследований могут пролить свет и на происхождение АВПД, что очень важно для повышения эффективности разведочных работ. Из изложенного следует, что проблема прогнозирования АВПД требует объединенных усилий геологов, геофизиков, геохимиков, гидрогеологов, буровиков-технологов и других специалистов, так как только при комплексном подходе может быть обеспечено успешное ее решение.

В заключение следует подчеркнуть, что все признаки прогнозирования АВПД проявляют себя наилучшим образом при бурении в условиях равновесной или недоуравновешенной системы "скважина-пласт" [1]. Технология бурения с минимальными репрессиями на пласты не только способствует повышению качества прогноза АВПД, но и обеспечивает получение качественного геолого-геофизического материала и максимальных скоростей проходки. Она может строиться только на основе достаточно точного оперативного прогнозирования гидродинамической обстановки впереди забоя скважин. Таким образом, передовая технология буровых работ на нефть и газ и прогнозирование АВПД в процессе бурения взаимосвязаны. Для периодической проверки правильности прогноза необходимо также создание надежных технических средств для замеров пластовых давлений в различных геологических условиях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аникиев К.А. Прогноз сверхвысоких давлений и совершенствование глубокого бурения на нефть и газ. Л.: Недра, 1971.
2. Зильберман В.И. Признаки приближения к горизонтам с аномально высокими пластовыми давлениями при бурении скважин. - Нефть, хоз-во, 1972, № 6.
3. Кучерук Е.В., Шендерей Л.П. Современные представления о природе аномально высоких пластовых давлений. М., 1975.
4. Fertl W.H. Abnormal formation pressures. Developments in petroleum science. 2. N.Y., 1976.

О.А. Калятин, Е.В. Кучерук

О ВЛИЯНИИ АВПД НА ВЕРТИКАЛЬНУЮ ТЕРМОБАРИЧЕСКУЮ ЗОНАЛЬНОСТЬ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

При анализе условий формирования месторождений нефти и газа и решении многих практических вопросов их разработки важно знать термобарические условия на различных глубинах залегания нефтегазоносных отложений. Особый интерес эти данные представляют для регионов с аномальным проявлением пластовой энергии, поскольку аномально высокие пластовые давления (АВПД) и температуры очень часто приводят к нежелательным явлениям при бурении — нередко вызывают выбросы бурового инструмента и создают аварийную ситуацию. Примером является Юго-Западная Туркмения. Общая характеристика термобарических условий данного региона уже приводилась [1–4]. Однако она либо касается отдельных месторождений, либо пластовые давления рассматриваются без взаимосвязи их с геотермическими особенностями недр.

В нашей статье сделана попытка систематизировать имеющиеся сведения о термобарических условиях на основе совместного изучения поинтервальных точечных замеров температур, выполненных максимальным ртутным термометром, и соответствующих им начальных пластовых давлений, замеренных глубинным манометром в тех же точках нефтегазоносных отложений. Обработка данных проведена статистически. В качестве критерия аномальности пластовых давлений принято отношение замеренного пластового давления к условному гидростатическому, обозначенное индексом G_p .

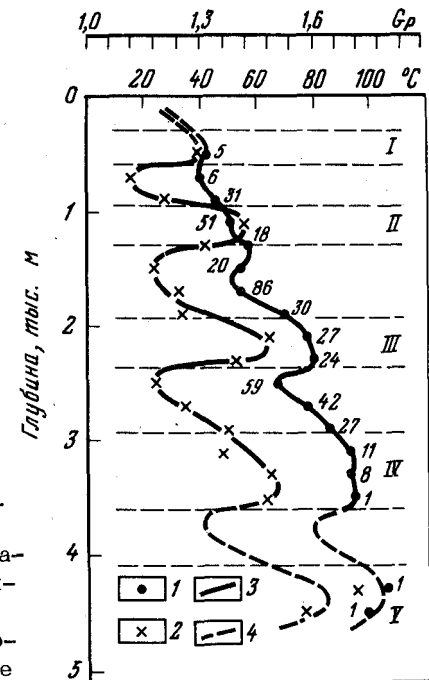
Исследованиями охвачен продуктивный разрез песчано-глинистых отложений кайнозоя, вскрытых скважинами до глубины 5 км. В основном это слабо консолидированные породы красноцветной толщи среднего плиоцена и частично более древние осадочные комплексы, а также отложения верхнего плиоцена (акчагыл, апшерон). Важная черта всего осадочного комплекса — однообразное строение, заключающееся в ритмичном переслаивании глин, песков и, в меньшей степени, аргиллитов и песчаников.

Приводимые в работе термобарические данные относятся лишь к проницаемым коллекторским толщам.

В пределах вскрытого разреза отложений температура (T) в среднем увеличивается от 20–25 до 100–110°C, начальные пластовые давления (P) от 50 до 700 атм и более, а коэффициент аномальности давлений (G_p) при этом 0,6–2,18. В верхнеплиоценовых отложениях G_p , как правило, не превышает 1,2, тогда как в среднеплиоценовой красноцветной толще при несколько большем диапазоне колебаний G_p достигает значений 1,8 и больше. В некоторых случаях P оказывается ниже условного гидростатического,

Распределение температуры и коэффициента аномальности пластовых давлений по глубине залегания нефтегазоносных отложений

Средние значения: 1 — температуры (числа рядом с точками — количество парных замеров в соответствующем интервале глубины), 2 — коэффициента аномальности давлений; кривые средних значений: 3 — по фактическим данным, 4 — предполагаемые; I–V — зоны повышенной термобарической напряженности



а иногда приближается к литостатическому, как, например, на Чикишляре (скв. 2), где в интервале 3256–3268 м давление достигло 704 атм при температуре 96°C, что превысило условное гидростатическое давление в 2,13 раза.

Еще несколько больших значений T и P достигают в низах красноцветной толщи и в подстилающих ее отложениях. Однако этот факт говорит лишь об общей тенденции увеличения термобарической напряженности с глубиной. Статистическая обработка материала при достаточно большом объеме выборки (452 парных замера температур и пластовых давлений по площадям: Банка Жданова, Дагаджик, Западный Челекен, Алигул, Котур-Тепе, Барса-Гельмес, Монжуклы, Кизыл-Кум, Кум-Даг, Окарем, Миасер, Карадашли, Кеймир, Камышлджа, Куйджик, Аджияб, Чикишляр) показала, что как T , так и P не зависят от их стратиграфической приуроченности, а определяются лишь литологией разреза, особенностями тектоники и рядом других факторов; на что также уже обращалось внимание [2–4].

Вместе с тем установлены определенная зависимость пластовых давлений и их аномальности от температуры, а также их совместное изменение с глубиной [1], что хорошо видно на рисунке.

Выполненный нами расчет коэффициента координации Спирмэна¹ ранжированных по глубине (поинтервально через 200 м) средних величин температур и аномальности пластовых давлений дал зна-

¹ По методике, предложенной Н.Б. Вассоевичем с соавторами (1968).

чение $\rho_{18} = +0,81$ на уровне значимости выше 0,01, что говорит о достаточно тесной связи рассматриваемых величин.

На рисунке показало лишь распределение средних (по медиане) величин T и C_p . Такая же картина наблюдается и по крайним (минимальным и максимальным) их величинам.

Разброс точек и отклонение от кривой средних значений связаны в основном с различной тектонической нарушенностью отдельных месторождений и их участков и, в этой связи, с различными их условиями для разгрузки высоконапорных флюидов.

Обращает на себя внимание волновой (зональный) характер изменения начальных значений температуры и соответствующих им величин аномальности давления по глубине. С увеличением глубины залегания нефтегазоносных отложений примерно до 500 м постепенно растет температура и соответственно этому нарастает аномальность давления; затем температура падает и резко снижается аномальность давления. С дальнейшим увеличением глубины до 1-1,2 тыс. м снова происходит нарастание термобарической напряженности. Последующая резкая разгрузка на глубине 1,5-1,8 тыс. м, а также дальнейший абсолютный и относительный рост T и C_p , продолжающийся до 2,3 тыс. м, вновь приводит и уже к более резкому термобарическому стрессу в сравнительно небольшом интервале глубин, не превышающем 150 м.

Дальнейшее увеличение глубины не вносит существенных изменений в наблюдаемую картину чередования зон пониженной и повышенной термобарической напряженности. Постепенно растет, а потом снова падает температура; параллельно ей возрастает и вновь падает как само давление, так и его аномальность.

Таким образом, представляется возможным говорить о вертикальной термобарической зональности нефтегазоносных отложений или о различных их энергетических уровнях (таблица, см. рисунок).

По имеющимся в настоящее время данным в Юго-Западной Туркмении наиболее четко выявляются 4 зоны максимальной термобарической напряженности. Существенной чертой каждой из них является сравнительно плавное нарастание каждого из параметров T и C_p до определенной глубины и затем резкий спад и снова нарастание с последующим стрессом на большей глубине. Такое ступенчатое нарастание термобарической напряженности недр не случайно; оно находит, в частности, достаточно аргументированное объяснение в ритмичности строения осадочного разреза [3, 4] и особенностях его геологического обмена.

Особенности распределения температур в проницаемых пачках обусловлены, по-видимому, разгрузкой по разломам и латеральным подтоком флюидов. Разгрузка в проницаемом интервале, как правило, развивается сверху вниз с наибольшей интенсивностью в верхних слоях, что и объясняет характер изменения термобарической зональности.

Однако предложенные механизмы объясняют лишь частные случаи энергетической зональности в разрезе отдельных скважин, что же касается общей региональной картины, то, вероятно, она

Термобарические условия в нефтегазоносных отложениях Юго-Западной Туркмении

Интервал глубин, тыс. м	T, °C			P, атм			C _p			Объем выборок парных замеров
	min	max	md	min	max	md	min	max	md	
	0,4-0,6	36	45	42	59	69	79	1,06	1,60	
0,6-0,8	35	44	40	61	90	72	0,96	1,18	1,14	6
0,8-1,0	39	67	47	61	165	115	0,69	1,68	1,20	31
1,0-1,2	45	68	50	73	178	135	0,72	1,59	1,41	51
1,2-1,4	49	82	57	99	191	168	0,79	1,56	1,31	18
1,4-1,6	47	73	54	141	210	184	0,91	1,42	1,17	23
1,6-1,8	47	83	54	164	265	204	0,95	1,65	1,24	86
1,8-2,0	53	101	70	170	324	233	0,89	1,68	1,25	30
2,0-2,2	55	102	78	184	378	300	0,87	1,72	1,47	27
2,2-2,4	62	104	80	245	418	330	1,05	1,74	1,39	24
2,4-2,6	56	101	68	220	453	294	0,91	1,87	1,19	59
2,6-2,8	66	101	78	248	450	345	0,92	1,63	1,27	42
2,8-3,0	58	95	86	312	551	400	1,11	1,80	1,38	27
3,0-3,2	70	96	93	389	586	438	1,24	1,85	1,36	11
3,2-3,4	68	96	91	392	704	497	1,21	2,13	1,48	8
3,4-3,6	95	95	95	555	555	555	1,34	1,34	1,34	1
4,2-4,4	105	105	105	720	720	720	1,71	1,71	1,71	1
4,4-4,6	98	98	98	696	696	696	1,58	1,58	1,58	1

Примечание. Все значения температуры и давления округлены до целых чисел.

Л.П. Шендерей, В.И. Зильберман, М.Г. Ульянов

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАМЕТРОВ РЕЖИМА БУРЕНИЯ ДЛЯ ПРОГНОЗА АВПД

Существующая система методов предсказания АВПД отработана и успешно применяется в регионах, сложенных молодыми песчано-глинистыми толщами большой мощности. Что касается нефтегазоносных бассейнов, выполненных древними консолидированными или соленосно-карбонатными породами, то методы прогноза АВПД в них требуют значительной отработки.

Опыт показывает, однако, что и здесь может применяться ряд характеристик, используемых для прогноза АВПД в глинистых толщах.

Геолого-физическое состояние зоны АВПД находит выражение в изменении ряда параметров бурения. Среди безусловно информативных признаков выделяются механическая скорость проходки и экспонента. В профиле зоны АВПД наблюдается изолирующий пласт, представляющий барьер проницаемости и сложенный, как правило, очень плотными породами. Механическая скорость проходки в зоне АВПД изменяется характерным образом: вскрытие пласта-барьера регистрируется резким снижением скорости, а после его проходки она начинает быстро увеличиваться.

В эту модель укладывается, например, история проводки последнего интервала скв. 51 Солоховской, заложенной на глубину 7000 м. Последние метры разреза перед открытым выбросом скважина бурилась со все увеличивающейся скоростью. По данным В.И. Зильбермана и М.Г. Ульянова, на Шебелинском газоконденсатном месторождении приближение к массивной залежи регистрируется характерным изменением проходки. В святогорской ритмопачке (бахмутская серия нижней перми) под солью залегаёт пласт очень крепких (сливных) ангидридов мощностью 1–4 м. Этот пласт уверенно обтравляется по резкому уменьшению механической скорости бурения. Он является литологическим барьером, или барьером проницаемости.

Американские исследователи вводят специальное понятие для обозначения такого пласта в разрезе с АВПД (pressure bridge) и указывают, что он способен удерживать чрезвычайно высокую энергию пластового флюида: в одной из скважин штата Миссисипи под таким пластом на глубине 6100 м отмечено давление 1828 атм, т.е. в 3 раза превышающее гидростатическое.

Сходным с ДДВ геологическим строением характеризуется Рейнский нефтегазоносный бассейн. Этот регион сложен мощной толщей терригенно-хемогенных образований от пермского до неогенового возраста. Известно, что особенно интенсивные проявления АВПД

может быть связана с волновым характером термобарической разгрузки недр и в этой связи – с пульсирующей вертикальной миграцией углеводородов на пути формирования их залежей.

Так или иначе, выявленные закономерности в термобарической зональности, независимо от причин их возникновения, позволяют использовать их для решения определенных задач. К примеру, они хорошо объясняют, почему на глубинах около 3,6–4,0 тыс. м к настоящему времени в пределах Юго-Западной Туркмении не встречены значительные превышения пластовых давлений. Например, на площади Огурчинской (скв. 1, 2), судя по удельному весу промыточного раствора (1,40–1,45) на этих глубинах, начальные пластовые давления близки к условному гидростатическому, а температура не превышает 60°C, т.е. намного ниже средней по региону, несмотря на то, что данная нефтегазонасыщенная площадь расположена ближе других к области интенсивного прогибания, причем регионально нефтегазоносные отложения красноцветной толщи находятся здесь глубже и изолированы лучше, чем на других площадях Юго-Западной Туркмении.

Исходя из выявленной термобарической зональности, пониженная термобарическая напряженность указанных глубин является обычным свойством и, следовательно, площадь Огурчинская в этом отношении не исключение.

Отмеченные особенности можно использовать для прогнозирования зон АВПД и, в частности, наметить пятую зону повышенной термобарической напряженности, расположенную на глубинах около 4,2–4,8 тыс. м. Это предположение подтверждается единичными замерами температур и пластовых давлений на площадях Барса-Гельмес (скв. 12) и Карадашли (скв. 1).

Можно надеяться, что успешное преодоление этой зоны повышенной термобарической напряженности позволит в дальнейшем увеличить глубину проходки скважин до 6–7 тыс. м и приступить к освоению ресурсов этого высокоперспективного глубоко залегающего интервала разреза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калятин О.А., Кучерук Е.В. Зависимость аномально высоких пластовых давлений от температуры в залежах нефти и газа Западно-Туркменской впадины. – Изв. Вузов. Геол. и разв., 1975, № 7.
2. Симхаев В.З., Шувалов П.Е. О природе возникновения аномально высоких пластовых давлений в нефтегазовых месторождениях Юго-Западной Туркмении. – В кн.: Перспективы нефтегазоносности южного Казахстана и Туркмении: Обзор ВНИОЭНГ. М., 1972.
3. Шувалов П.Е. Аномально высокие пластовые давления на месторождениях Юго-Западной Туркмении. – Геол. нефти и газа, 1969, № 7.
4. Яхимович Н.Н. Влияние глин на распределение температур в разрезе нефтегазоносной области (на примере Юго-Западной Туркмении). – Нефтегаз. геол. и геофиз. Экспресс-Информ., 1978, № 3.

связаны здесь именно с нижними частями разреза. В отложениях цежштейна под главным доломитом, который представляет собой барьер проницаемости, скважинами вскрывается зона АВПД, сопоставимых по величине с геостатическими. Интересно отметить, что в этом районе предпринимаются попытки использовать механическую скорость бурения для прогноза АВПД.

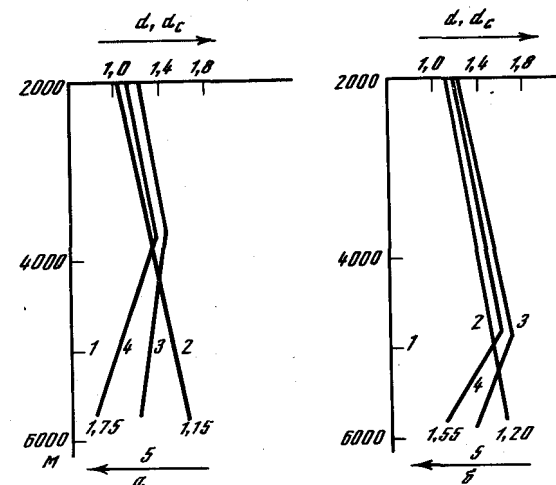
Связь прослеживается через акустический каротаж следующим образом: пластовое давление оценивается посредством каротажной кривой, которая, в свою очередь, сопоставляется со скоростью проходки. d -экспонента — показатель нагрузки на долото — интегральный параметр, характеризующий процесс бурения. Обычно значения d -экспоненты увеличиваются с глубиной, но в зоне АВПД уменьшаются.

Использование метода d -экспоненты требует соблюдения ряда условий при бурении скважин и, прежде всего, высококачественной регистрации исходных данных. На величину d -экспоненты оказывает влияние изменение плотности буровой жидкости. Чтобы избежать ошибок при интерпретации в этом случае, предложено уравнение модифицированной d -экспоненты (d_c). Оно представляет собой произведение d -экспоненты на поправочный коэффициент, равный отношению градиента нормального давления, выраженного в эквивалентной величине плотности бурового раствора, к плотности фактически применяемого раствора.

Как и в других видах оперативного каротажа, по d -экспоненте прогнозируются условия бурения ниже забоя по данным коротких интервалов вскрываемого разреза и количественная интерпретация выполняется путем сравнения фактической кривой с кривой "нормальной тенденции".

С этих позиций нами был проанализирован фактический материал по некоторым скважинам ДДВ. В частности, в скв. 51 Сагайдак в интервале 2700–3444 м значения d -экспоненты уменьшаются с 1,88 до 0,83–0,88. В основании этого интервала отмечались сильные водопроявления, причем величина начального пластового давления оценивалась в 620–690 атм на глубине 3444 м. По данным бурения, одновременно увеличивалась скорость проходки и плотность буровой жидкости. Водопроявление началось при забое 3444 м, тогда как уменьшение d -экспоненты было заметно уже на глубине 2700 м. Следовательно, нарастание давления флюида по расчетам d -экспоненты можно было предвидеть почти за 700 м.

Нами были обработаны архивные материалы бурения скв. 600 и 700 Шебелинки по формуле d -экспоненты с помощью ЭВМ М-222. На примере этих скважин предпринята попытка отработки методики прогнозирования плотности бурового раствора. Положение трендовой линии также определялось на ЭВМ М-222 по данным верхней части разреза. Обе скважины проектировались на глубину 5000 м для поисков газовых залежей в отложениях среднего карбона, т.е. во втором этаже газоносности. Скважины пробурены, соответственно, до глубин 5750 и 5668 м. Расчет



Изменение d и d_c — экспоненты по скв. 600 (а) и 700 (б) Шебелинского месторождения

1 — глубина, м; 2 — "нормальная тенденция"; 3 — d -экспонента; 4 — d_c -экспонента; 5 — плотность бурового раствора

d -экспоненты на всю вскрытую мощность сделан впервые для ДДВ. Анализ полученных кривых показал, что в изменении величин d и d_c прослеживается четкая закономерность, которая заключается в том, что обе величины уменьшаются с глубиной по мере увеличения градиента пластового давления. Отмечаются существенные различия в поведении кривых одной и другой скважин, что связано с различием геолого-физических характеристик разрезов этих скважин. В скв. 600 по указанным кривым можно выделить два участка: 1740–3640 и 3640 м — забой. В первом интервале значения обеих экспонент колеблются в небольших пределах: 1,25–1,4 (d -экспонента) и 1,2 — d_c (рисунок). На этом относительно устойчивом фоне имеется несколько аномальных участков, которые совпадают с интервалами довольно интенсивных газопроявлений. С глубины 3640 м начинается довольно заметное снижение величин обеих экспонент при увеличивающемся разрыве между их абсолютными значениями. К забою значения d_c снижаются с 1 до 0,75, а величина экспоненты становится равной 1,2 или несколько меньше. Особенно резкое снижение рассматриваемых параметров установлено в интервале 5000 м — забой.

Анализ кривых d -экспоненты и d_c по скв. 600 показывает, во-первых, что эти параметры вполне пригодны для использования в геологических условиях ДДВ. Это следует из закономерного изменения их по разрезу в связи с изменением давлений пластового флюида. В данном случае обе кривые отражают степень загазованности разреза, поскольку газ является носителем пластового

Т.В. Будзенко, Ю.А. Кухарук, Н.А. Николаенко
К ВОПРОСУ О ПРОГНОЗИРОВАНИИ ЗОН АВПД
В УСЛОВИЯХ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Правильный прогноз глубины залегания и величины пластового давления позволяет проводить бурение при минимальном утяжелении раствора и условии гибкого балансирования давления в системе скважина-пласт, что приводит к улучшению как показателей бурения, так и качества вскрытия пласта и может иметь решающее значение для результатов опробования глубокозалегающих коллекторов.

Один из основных методов выявления и количественной оценки АВПД в процессе бурения основан на измерении объемной плотности глинистых пород, отбираемых из бурового шлама. Объемная плотность нормально уплотненных глинистых пород увеличивается с глубиной из-за увеличения давления вышележащих пород. Так как пористость глинистых пород увеличивается в зонах АВПД, любое уменьшение значений объемной плотности относительно линии нормального уплотнения может отражать наличие среды аномальных давлений. Преимущество данного метода в очень коротком времени отставания (задержка только на время подъема шлама буровым раствором от забоя к поверхности и на проведение измерений). Несмотря на то, что данный метод имеет некоторые недостатки [1, 2], график объемной плотности глинистых пород пригоден для оценки пластовых давлений [2].

Сейчас определение объемной плотности глинистых пород проводится различными методами (водяной пикнометр, индикаторные жидкости, нагнетание ртути и др.). Нами использован метод нагнетания ртути, который наиболее точен. Авторами разработан ртутный объемметр, позволяющий определять объем глинистых пород любой формы. Прибор выполнен очень просто, удобен и безопасен в работе. Абсолютная погрешность в определении объема образца $0,02 \text{ см}^3$. Для определения объемной плотности с погрешностью менее 1% требуется не менее 2 см^3 (около 5 г) породы.

Из проб шлама, подлежащих исследованию, отбирается в среднем 8–10 г однородного по составу аргиллита, и эта проба после высушивания при температуре 110°C поступает на определение объемной плотности. Отбор шлама включает его промывку от бурового раствора и удаление больших обломков и хорошо окатанных рециркулирующих обломков. Результаты исследования наносятся на диаграмму зависимости объемной плотности от глубины.

Определение давления по данным объемной плотности глинистых пород проводится по формуле:

$$P_{\text{пл}} = \text{grad } P_{\text{п}} \cdot H_i - H_3 (\text{grad } P_{\text{п}} - \text{grad } P_{\text{г}}),$$

где $P_{\text{пл}}$ – давление порового флюида, МПа; H_i – глубина, на которой определяется пластовое давление, м; H_3 – эквивалентная глу-

давления. Во-вторых, обе кривые закономерно уменьшаются вниз по разрезу, показывая увеличение степени газонасыщенности разреза по мере углубления скважин. Такое поведение кривых приводит к заключению, что скважина приближалась к газовому скоплению, а вскрытым оказался ареол вторжения.

Разрез скв. 700 характеризуется иной картиной изменения d -экспоненты и d_c . До глубины 4885 м абсолютные значения обеих кривых чрезвычайно постепенно уменьшаются на несколько сотых, испытывая изменения около величин 1,3 и 1,1 соответственно (см. рисунок). На всем данном интервале обе кривые практически параллельны друг другу. Они отражают постепенное напряжение на разрезе. На глубине 4885 м происходит резкое уменьшение экспонент. К забюю они уменьшаются до 0,85 и 1,2 соответственно. Характер изменения кривых d -экспоненты и d_c показывает меньшую газонасыщенность по сравнению с разрезом скв. 600. Относительно интенсивные газопроявления зафиксированы лишь в последнем интервале разреза. Скважина закончена бурением в пласте каменной соли, которую она прошла в последних 6–8 м разреза. Анализ технологических данных бурения, представленных в виде d -экспоненты и ее модифицированной формы, а также история проводки скважины и характер вскрытого разреза указывают на то, что скважина, возможно, приближалась к газовой залежи, перекрытой довольно мощной непроницаемой крышкой, какой может быть каменная соль на большой глубине.

Пользуясь методом наложения, мы сопоставили фактические данные по изменению плотности бурового раствора с прогнозными значениями этого параметра в разрезах той и другой скважин. Результаты оказались вполне удовлетворительными. Необходимо подчеркнуть, что успешное применение данного метода зависит от того, насколько точно будет определено положение линии "нормальной тенденции". В свою очередь, исходными данными для ее построения могут быть технологические параметры самой верхней части разреза с тем условием, что бурение в этом интервале (или хотя бы части его) ведется роторным способом.

Конечным выводом из анализа поведения рассматриваемых кривых следует считать то, что они в геологических условиях ДДВ не только дают информацию о необходимой плотности бурового раствора, но при совместном анализе характера газопроявлений и вскрываемого разреза могут использоваться для оценки газонасыщенности нескрытой части разреза.

Сопоставление измеренных и рассчитанных пластовых давлений

Скважина	Интервал опробования, м	Пластовое давление, МПа	
		измеренное	рассчитанное
1 Шевченко	6213-6273	853	849
	6930-6963	1066	1011
	7000-7520	1124	1135
27 Спас	4668-4708	498	506
	5250-5295	780	748
100 Танява	5515-5560	630	632
	5333-5385	637	590

бина, на которой плотность глинистых пород равна их плотности на глубине H_i , м; $\text{grad } P_{II}$ – градиент горного давления в исследуемой скважине, МПа/м; $\text{grad } P_I$ – гидростатический градиент в исследуемой скважине, МПа/м.

Градиент горного давления может быть определен по диаграмме изменения плотности аргиллитов от глубины [2] по формуле:

$$\text{grad } P_{II} = \frac{\int_0^H \sigma(H) \cdot dH}{H},$$

где $\sigma(H)$ – объемная плотность аргиллитов как функция глубины H .

Исследования плотности аргиллитов осуществлены по 21 разведочной скважине Предкарпатья. Интервал отбора шлама составлял 5–10 м. Выборочно по некоторым пробам проводилось исследование физических свойств шлама, включающее определение нефтедонасыщенности в аппаратах Закса, открытой пористости газоволюметрическим методом и снятие кривых капиллярных давлений на ртутном поромере, по которым определялась проницаемость породы. Экстракт из аппарата Закса поступал на определение коэффициента светопоглощения.

В зонах нормального уплотнения аргиллиты характеризуются высокой объемной плотностью, низкой открытой пористостью (до 2–3%), отсутствием углеводородов. В зонах же аномальной (пониженной) плотности пористость аргиллитов значительно возрастает (до 5–12%), нефтенасыщенность составляет 50% и более от объема пор, проницаемость – доли миллиарда.

В таблице приведено сопоставление величин пластовых давлений, рассчитанных и измеренных по скважинам Долинского нефтепромыслового района.

Анализ результатов проведенных исследований показывает, что по объемной плотности аргиллитов в условиях Предкарпатского прогиба можно с достаточной точностью выявлять и оценивать пластовые давления в процессе бурения скважин.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрынин В.М., Серебряков В.А. Методы прогнозирования аномально высоких пластовых давлений. М.: Недра, 1978.
2. Fertl W.H. Abnormal formation pressures. Developments in petroleum science. 2. Amsterdam etc., 1976.

УДК 552.52:551.782.1(477.8)

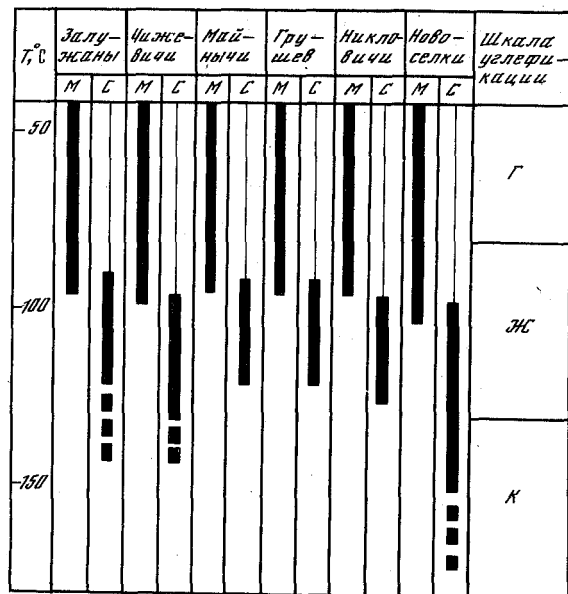
А.К. Дорофеева

К ИСТОРИИ РАЗБУХАЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ
ТОНКОДИСПЕРСНОЙ ФРАКЦИИ
МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА

Большую роль в первичной миграции рассеянного органического вещества, являющегося источником углеродистых соединений нефти, играют поровые воды, которые выделяются в процессе дегидратации глинистых пород.

Согласно Берсту [2], существует три этапа дегидратации глинистых минералов. На первом этапе в диагенезе удаляется вся поровая и слабо связанная межслоевая вода. Главным фактором на данной стадии является геостатическое давление. В начальном катагенезе межслоевое обезвоживание прекращается и наступает метастабильное состояние осадка, когда геостатическое давление препятствует выделению связанной межслоевой воды. На втором этапе основную роль играет температура; повышение ее приводит к нарушению равновесия и высвобождает один связанный слой воды, в результате чего выделяется до 10–15% воды от общего ее первоначального объема. Верхняя граница данного этапа фиксируется глубиной исчезновения монтмориллонита и появлением смешанослойных слюда-сметитовых образований. Третий этап обезвоживания является функцией геологического времени, в течение которого происходит вытеснение последнего слоя воды. Он сопровождается процессом "иллитизации" гидрослюды либо укрупнением той составляющей минеральной ассоциации, которая в исследуемом регионе находится в равновесных условиях существования.

Э.Перри и Д.Хауэр [5] выделили еще одну стадию дегидратации, температурные интервалы которой зависят от геотермического градиента района. Низкие значения геотемпературного градиента опускают на значительные глубины нижнюю границу обезвоживания.



Трансформация глинистых минералов для различных площадей Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба

А.Я.Архипов с соавторами [1], исследуя трансформацию глинистых пород в условиях катагенеза, установили, что температурный предел распространения монтмориллонита для разных нефтегазоносных бассейнов мира стабилен и равен 70–90°C. Лишь в третичных отложениях Техаса и в карбоне Карагандинского бассейна эта граница опускается до 100–105°C. Нижний предел стабильности смешанослойных образований для древних пород равен 135–155°C, для молодых – граница точно не установлена, так как смешанослойные минералы в них встречаются на значительных глубинах при достаточно высоких температурах.

Разбухающие минералы являются постоянным компонентом тонкодисперсной фракции нижнесарматских отложений Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба. Значительный градиент глубин их залегания дает возможность проследить особенности процесса дегидратации и определить область распространения набухающего компонента в условиях катагенеза для данного региона.

Рисунок иллюстрирует трансформацию глинистых минералов для различных площадей Бильче-Волицкой зоны в зависимости от температуры. Нижняя граница распространения монтмориллонита соответствует температуре 95–100°C, что совпадает с данными для других регионов. Температурный предел существования смешанослойных минералов меняется по площади от 120 до 160°C. Изменение температурной границы существования набухающих компонентов объясняется прямой зависимостью геотермического градиента от песчаности разреза [3].

На территории Крукеничской впадины Бильче-Волицкой зоны к юго-западу от Краковецкого разлома мощность нижнесарматских отложений резко увеличивается, что связано с существованием здесь миоценовой дельтовой постройки. В разрезе нижнедашавской подсыты – основной газоносной толщи интервал от кровли косовских отложений и до подошвы продуктивного горизонта НД-9 сложен авандельтовыми аргиллитами с подчиненными по мощности линзами и линзовидными пластами песчаников, распределительных каналов подводной дельты, так называемых бороздин.

Начиная с пласта НД-9 и выше разрез представлен ритмичной перемежаемостью мощных пластов аллювиально-русовых песчаников и разделяющих их авандельтовых аргиллитов.

На нескольких месторождениях (Залужанское, Майнычское) при вскрытии разреза ниже пласта НД-9 зафиксированы аномально высокие пластовые давления (пласты НД-11, 12). В зоне АВПД наблюдается разуплотнение аргиллитов. Если учесть наличие ниже пласта НД-9 мощных пачек аргиллитов и линзовидный характер залегающих среди них маломощных песчаников, то появление АВПД и зон разуплотнения вполне объяснимо отсутствием дренажа флюидов, отжатых из глинистых пород авандельтового генезиса.

Обращает внимание отсутствие пространственной связи зоны АВПД с границей проявления второго этапа дегидратации (смены монтмориллонита смешанослойными образованиями), которая расположена значительно выше по разрезу. Это ставит под сомнение тезис Магары [4] о том, что дегидратация монтмориллонита является одной из главных причин возникновения АВПД.

В нашем случае прямая связь устанавливается лишь между АВПД и авандельтовой природой вмещающих толщ. Последняя обуславливает резкую диспропорцию глинисто-алевритовых и песчано-алевритовых пород, что создает дефицит зон разгрузки флюидов, отжатие которых началось еще на стадии диагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов А.Я., Корчагина Ю.И., Файер М.М. Генерация и первичная миграция углеводородов в условиях катагенеза. – В кн.: Условия образования нефти и газа в осадочных бассейнах. М.: Наука, 1977.
2. Burst J.F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. – Bull. AAPG, 1960, vol. 53, N 1.
3. Evans V.D., Haremboure J., Kamerling P. et al. Hydrocarbon Habitat of Tertiary Niger Delta. – Bull. AAPG, 1978, vol. 62, N 1.
4. Magara K. Reevaluation of montmorillonite dehydration as cause of abnormal pressure and hydrocarbon migration. – Bull. AAPG, 1975, vol. 59, N 2.
5. Perry E.A., Hower J. Late-stage degidration in deeply buried pelitic sediments. – Bull. AAPG, 1972, vol. 56, N 10.

СЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕЗЕРВУАРОВ

<i>В. А. Бабадаглы, В. А. Вищенко, В. В. Глушко, В. П. Иванкин, Г. П. Козак.</i> Основные типы седиментационных моделей пластовых нефтегазоносных резервуаров краевых и внутриплатформенных прогибов европейской части СССР.	3
<i>М. В. Проничева, А. Н. Золотов, Ю. В. Пашков, Г. Н. Саввинова, Ю. Г. Такаев.</i> Роль палеогеоморфологического картирования в изучении пластовых резервуаров.	11
<i>Я. Г. Лазарук.</i> Палеогеоморфологические условия накопления визейско-серпуховских песчано-алеуритовых пород Днепровско-Донецкой впадины.	15
<i>В. М. Гаврилко, Б. П. Пелипчак, Л. Б. Пономаренко.</i> Некоторые особенности прогнозирования зон выклинивания гранулярных коллекторов нижнего сармата Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба.	20
<i>С. Ю. Пекун, Я. Г. Лазарук.</i> Реконструкция поздневизейской аллювиально-дельтовой системы Днепровско-Донецкой впадины.	27
<i>Б. М. Полуштович, А. Д. Самарский, И. В. Попадюк, В. И. Хныкин.</i> Особенности формирования и вероятная модель нижнемайкопских резервуаров на Керченском полуострове.	30
<i>А. С. Пилипчук, М. А. Вуль.</i> Палеоцен-эоценовый флиш северного склона Украинских Карпат — отложения древних морских глубоководных конусов выноса.	33
<i>В. А. Бабадаглы,</i> Некоторые особенности каменноугольной истории системы Днепровско-Донецкая впадина — Донбасс в связи с поисками погребенных рифов.	42
<i>Л. А. Демидович, Т. А. Шевченко, Ф. Я. Бенсман.</i> Палеогеографические и палеоструктурные условия формирования коллекторов девонских отложений Припятского прогиба.	52
<i>В. А. Долицкий, Т. В. Долицкая, Е. В. Кучерук.</i> Об условиях формирования соленосных толщ.	56
<i>А. К. Дорофеева.</i> Использование фазового анализа тонкодисперсной фракции терригенных пород при геологическом моделировании пластовых резервуаров.	59
<i>В. В. Даныш, Я. О. Кульчицкий, П. Ю. Лозыняк.</i> К условиям осадконакопления и истории развития Украинских Карпат в мелу.	65

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЛЕКТОРОВ И ПОКРЫШЕК

В. А. Бабадаглы. Дискуссионные вопросы геологического моделирования пластовых нефтегазоносных резервуаров (на приме-

ре нижнекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины)	71
<i>Л. В. Линецкая.</i> Некоторые данные об эпигенезе мел-палеогенового флише Карпат по материалам глубокого бурения.	80
<i>Л. А. Коцераба, Н. П. Кузнецова, А. Л. Гожа.</i> Особенности порового пространства терригенных коллекторов больших глубин Днепровско-Донецкой впадины.	87
<i>С. В. Литвин.</i> Влияние литогенетических факторов на формирование покрышек в отложениях визейского яруса Днепровско-Донецкой впадины.	95

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КОЛЛЕКТОРОВ И ПОКРЫШЕК

<i>Б. И. Кельбар, О. Д. Билык, Я. Г. Лазарук, Г. П. Козак, О. С. Турик, Н. В. Дюганчук, С. Ю. Пекун.</i> Прогнозные карты гранулярных коллекторов (на примере визейско-серпуховских отложений Днепровско-Донецкой впадины).	99
<i>Л. А. Демидович, Ф. Я. Бенсман, В. В. Масюков, Н. Э. Залев.</i> Методы составления прогнозных карт коллекторов и покрышек (на примере Припятского прогиба).	104
<i>Л. А. Демидович, Г. А. Каледя, Г. Э. Прозорович.</i> Легенда и принципы составления прогнозных карт покрышек залежей нефти и газа.	106
<i>М. В. Балдасарова, М. И. Бланк, Л. Г. Винниченко, В. А. Кривошея, В. И. Масников, Н. Т. Пашова, В. М. Тесленко-Пономаренко, Ю. В. Трузачев.</i> Коллекторские свойства пород нижнего карбона Днепровско-Донецкой впадины и перспективы поисков залежей нефти и газа на больших глубинах.	108
<i>В. А. Аверьев, М. В. Грабовецкий.</i> Песчаники турнейского яруса как объект поисков неантиклинальных залежей на участке Кременовка-Богатое.	113
<i>И. Н. Головацкий.</i> Геологические условия аккумуляции углеводородов в турнейских образованиях Днепровско-Донецкой впадины.	117
<i>Н. Я. Барановская, Е. М. Лутова.</i> Особенности литологии терригенных разрезов как условие образования нефтегазонасыщенных резервуаров тектонически экранированного типа (на примере Днепровско-Донецкой впадины).	120
<i>Ю. В. Трузачев.</i> К вопросу изучения карбонатных коллекторов Днепровско-Донецкой впадины методами промысловой геофизики.	124
<i>А. Д. Самарский.</i> Особенности развития ловушек в зонах распространения глиняных диапиров Индоло-Кубанского прогиба.	126
<i>В. А. Аверьев, М. И. Бланк, Л. Г. Винниченко, В. И. Масников, Ю. В. Трузачев.</i> Коллекторы нефти и газа турнейских отложений центральных районов Днепровско-Донецкой впадины.	130
<i>Н. Т. Пашова.</i> Распределение пород-коллекторов верхнего визе на структурах северной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины.	134
<i>Г. И. Вакарчук, Г. П. Козак, В. А. Гальченко.</i> Возможные зоны развития литолого-стратиграфических ловушек нефти и газа в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины.	139
<i>Г. И. Вакарчук, В. А. Гальченко, М. Г. Кривошея, Я. И. Цылко.</i> Характеристика коллекторских резервуаров продуктивных горизонтов визейского яруса Васильевско-Слободской зоны поднятий в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины.	144

ПРИРОДА И МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АВПД

<i>Е. В. Кучерук.</i> К вопросу о генезисе АВПД и использовании данных о них при поисках залежей углеводородов, не связанных с антиклиналями.	148
<i>Р. М. Новосилецкий, А. Ю. Полутранко.</i> О связи АВПД в Днепровско-Донецкой впадине с температурой недр	154
<i>В. И. Зильберман, Л. П. Шендерей.</i> Геологические предпосылки и методы прогнозирования АВПД	159
<i>О. А. Галактия, Е. В. Кучерук.</i> О влиянии АВПД на вертикальную термобарическую зональность в нефтегазоносных отложениях Юго-Западной Туркмении.	162
<i>Л. П. Шендерей, В. И. Зильберман, М. Г. Ульянов.</i> Использование параметров режима бурения для прогноза АВПД.	167
<i>Т. В. Будзенько, Ю. А. Кухарук, Н. А. Николаенко.</i> К вопросу о прогнозировании зон АВПД в условиях Предкарпатского прогиба.	171
<i>А. К. Дорофеева.</i> К истории разбухающих компонентов тонкодисперсной фракции миоценовых отложений Предкарпатского прогиба.	173

УДК 551.3.051:551.242.7 :553.98(47)

Бабадаглы В. А., Витенко В. А., Глушко В. В., Иванкин В. П., Козак Г. П. Основные типы седиментационных моделей пластовых нефтегазоносных резервуаров краевых и внутриплатформенных прогибов европейской части СССР. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 3-11.

Рассмотрены трансгрессивные и регрессивные латеральные парагенезы платформенных осадочных формаций стабильных участков платформ и их сочетания с высокоамплитудными внутренними и краевыми прогибами. Сделан вывод об аллювиально-дельтовом генезисе аномально мощных осадочных толщ, перечислены основные признаки присущих им седиментационных моделей пластовых резервуаров.

Ил. 1, библиогр.: с. 10-11 (15 назв.).

УДК 551.4:551.8:550.812:553.98

Проничева М. В., Золотов А. Н., Пашков Ю. В., Саввинова Г. Н., Такаев Ю. Г. Роль палеогеоморфологического картирования в изучении пластовых резервуаров. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 11-15.

Построение моделей строения рельефа и палеогеоморфологическое картирование условий накопления продуктивных толщ позволяют прогнозировать участки развития пород-коллекторов и выявлять строение природных резервуаров. Показаны особенности строения юрского резервуара месторождения Кенкиак в Прикаспийской впадине.

Ил. 1.

УДК [551.4: 551.8]:[551.735.1:552.51](477.5)

Лазарук Я. Г. Палеогеоморфологические условия накопления визейско-серпуховских песчано-алевритовых пород Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 15-20.

На основании сопоставления данных структурно-палеогеоморфологического анализа и литофациальных построений установлено, что максимальные мощности песчано-алевритовых пород приурочены к отрицательным морфоструктурам - синклиналим зонам, межструктурным перегибам и конседиментационным разрывным нарушениям. Выявленные закономерности распределения песчано-алевритовых литофаций в палеорельефе доказывают их аллювиально-дельтовый генезис.

Ил. 1, библиогр.: с. 20 (3 назв.).

УДК [553.061.42:553.98.23.052]:001.18:551.782(477.8)

Гаврилко Б. М., Пелипчак Б. П., Пономаренко Л. Б. Некоторые особенности прогнозирования зон выклинивания гранулярных коллекторов нижнего сармата Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 20-27.

Описаны региональные и локальные закономерности распределения аллювиально-дельтовых песчаников нижнего сармата по отношению к палеоструктуре Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба.

Ил. 2.

УДК 551.735.1:551.482.4/6(477.5)

Пехун С.Ю., Лазарук Я.Г. Реконструкция поздневизейской аллювиально-дельтовой системы Днепровско-Донецкой впадины. – В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 27–30.

На примере пространственного распределения мощностей песчано-алевролитовых литофаций горизонта В-17в выявлены некоторые закономерности формирования Припятско-Днепровской палеодренажной системы, области развития аллювиальных и авандельтовых отложений.

Ил. 2, библиогр.: с. 29–30 (6 назв.).

УДК [553.98.2.061.15:553.98.041]:551.781(477.75)

Полухтович Б.М., Самарский А.Д., Попадюк И.В., Хныкин В.И. Особенности формирования и вероятная модель нижнемайкопских резервуаров на Керченском полуострове. – В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 30–33.

В подошве майкопской толщи Керченского полуострова и смежных районов широко развиты базальные слои, представленные песчаниками, алевролитами, реже гравелитами и мелкогалечными конгломератами, с которыми связаны промышленные скопления газа и конденсата. Их формирование обусловлено размывом прилегающих с юга и севера участков палеоподнятий. Локализация обломочного материала преимущественно на крыльях и периклиналях положительных структур нередко контролируется конседиментационными тектоническими нарушениями, что позволяет классифицировать образованные ловушки как тектонически и литологически экранированные.

Ил. 1, библиогр.: с. 33 (5 назв.).

УДК 551.8.022.4:551.781(477.8)

Пилипчук А.С., Вуль М.А. Палеоцен-эоценовый флиш северного склона Украинских Карпат – отложения древних морских глубоководных конусов выноса. – В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 33–42.

Литологические особенности и специфическое пространственное распределение литофаций палеоцен-эоценового флиша северного склона Украинских Карпат дают основания предполагать, что это отложения древних глубоководных конусов выноса морских каньонов.

Ил. 1, библиогр.: с. 41–42 (25 назв.).

УДК 552.54:551.735(477,6)

Бабадаглы В.А. Некоторые особенности каменноугольной истории системы Днепровско-Донецкая впадина – Донбасс в связи с поисками погребенных рифов. – В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 42–52.

Дана оценка палеотектонической, палеогеоморфологической и формационной ситуации для трассирования погребенных барьерных рифов системы Днепровско-Донецкая впадина – Донбасс.

Ил. 1, библиогр.: с. 52 (3 назв.).

УДК 553.98.061.4:551.834(476–13)

Демидович Л.А., Шевченко Т.А., Бесман Ф.Я. Палеогеографические и палеоструктурные условия формирования коллекторов девонских отложений Припятского прогиба. – В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 52–56.

Рассмотрены некоторые аспекты формирования терригенных и карбонатных коллекторов межсолевых и подсолевых отложений Припятского прогиба. Сделан вывод об определяющем влиянии структурных условий в процессе как седиментогенеза, так и катагенетических преобразований пород.

Библиогр.: с. 55–56 (6 назв.).

УДК 552.14:552.53:551.8

Долицкий В.А., Долицкая Т.В., Кучерук Е.В. Об условиях формирования соленосных толщ. – В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 56–58.

Анализ условий формирования соляных гигантов (и некоторых соленосных толщ) приводит к выводу о том, что они образовались в замкнутых глубоководных морских бассейнах, располагавшихся в аридном климате и питавшихся глубинными высокоминерализованными водами.

УДК (549.086:535.548:552.52):(550.89:553.98.061.4)

Дорофеева А.К. Использование фазового анализа тонкодисперсной фракции терригенных пород при геологическом моделировании пластовых резервуаров. – В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 59–65.

Исследованы закономерности изменения минерального состава тонкодисперсной фракции терригенных пород нижнего карбона северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. Слабая катагенетическая преобразованность глинистого вещества позволила установить генетические типы минеральных ассоциаций и использовать количественные соотношения глинистых минералов для определения фациальной принадлежности вмещающих пород.

Ил. 1, библиогр.: с. 64–65 (12 назв.).

УДК 551.3.051:551.763(234.421.1)

Даныш В.В., Кульчицкий Я.О., Лозыняк П.Ю. К условиям осадконакопления и истории развития Украинских Карпат в мелу. – В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 65–70.

В статье рассмотрены события домелового и мелового этапов развития Карпатской геосинклинали. По замерам направлений транспорта обломочного материала и другим геологическим критериям определены активные области сноса. Приведена карта литофаций верхнего сенона и указаны возможные резервуары для скопления нефти и газа.

УДК [55.001.57:553.98.23]:551.375(477.5)

Бабадаглы В.А. Дискуссионные вопросы геологического моделирования пластовых нефтегазоносных резервуаров (на примере нижнекаменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 71-80.

Рассмотрены различные аспекты литогенеза нижнекаменноугольных отложений ДДВ в связи с прогнозированием зон сохранения первичной и образования вторичной пористости на глубинах 4-5 км.

Ил. 2, библиогр.: с. 79-80 (18 назв.).

УДК 552.5:551.763+551.781/(477.8)

Линецкая Л.В. Некоторые данные об эпигенезе мел-палеогенового флиша Карпат по материалам глубокого бурения. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 80-87.

Показано, что интенсивность всех эпигенетических преобразований терригенных пород возрастает вглубь Карпат. Максимальные структурные преобразования на глубинах произошли в разностях кварцевого состава с первичными поровыми цеменитами. Независимо от глубины залегания аккумуляция кальцита приурочена к прослоям карбонатных алевролитов в разновозрастных пачках тонкоритмичного флиша. При благоприятных условиях аккумуляция кремнезема происходила на всех глубинах. На больших глубинах возможны кавернозно-трещинные коллекторы в декарбонатизированных песчаных пачках существенно кварцевого состава.

Библиогр.: с. 87 (2 назв.).

УДК 553.98.061.42(477.5)

Кочеруба Л.А., Кузнецова Н.П., Гожая А.Л. Особенности порового пространства терригенных коллекторов больших глубин Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 87-94.

Для представительных образцов пород нижнекаменноугольного возраста продуктивных горизонтов различных площадей ДДВ выполнены лабораторно-методические исследования структуры порового пространства, состава и свойств пород. Применение метода насыщения окрашенными смолами позволило получить количественную информацию основных показателей структуры порового пространства и выделить три группы коллекторов: кварцевые гравелиты, кварцевые песчаники, полимиктовые песчаники и алевролиты.

Табл. 2, ил. 1, библиогр.: с. 94 (10 назв.).

УДК 553:552(477)

Литвин С.В. Влияние литогенетических факторов на формирование покрывшей в отложениях визейского яруса Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 95-98.

Приведены литогенетические показатели локальных глинистых покрывшей визейского яруса региона, экранирующих около 100 залежей нефти и газа. Рассмотрена зависимость экранирующих свойств покрывшей от указанных факторов. На основе полученных данных дана прогнозная оценка качества покрывшей на территории ДДВ.

Ил. 1.

182

УДК [55(084.3)313:553.98.061.42]:551.735.1(477.5)

Кельбас Б.И., Билык О.Д., Лазарук Я.Г., Козак Г.П., Турник О.С., Дюганчук Н.В., Пекун С.Ю. Прогнозные карты гранулярных коллекторов (на примере визейско-серпуховских отложений Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 99-104.

Приведена методика составления и описаны прогнозные карты гранулярных коллекторов верхневизейских и серпуховских продуктивных пластов северо-западной части ДДВ.

Ил. 1, библиогр.: с. 104 (3 назв.).

УДК 553.98.061.4+553.98.061.7:001.8(084.3)(476-13)

Демидович Л.А., Бенсман Ф.Я., Масюков В.В., Залаяев Н.З. Методы составления прогнозных карт коллекторов и покрывшей (на примере Припятского прогиба). - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 104-106.

Приведены некоторые методы, использующиеся в настоящее время в БССР для составления прогнозных карт коллекторов и покрывшей.

УДК 55(084.3)*313*:553.98.061.7

Демидович Л.А., Каледа Г.А., Прозорович Г.Э. - Легенда и принципы составления прогнозных карт покрывшей залежей нефти и газа. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 106-108.

Утверждается, что основным принципом изучения покрывшей является вероятностно-статистическое направление, а методом прогноза - литолого-фациальное картирование.

Библиогр.: с. 108 (2 назв.).

УДК 553.98.061.4:551.735/+550.81(477.5)

Багдасарова М.В., Бланк М.И., Винниченко Л.Г., Кривошея В.А., Мясников В.И., Пашова Н.Т., Тесленко-Пономаренко В.М., Трухачев Ю.В. Коллекторские свойства пород нижнего карбона Днепровско-Донецкой впадины и перспективы поисков залежей нефти и газа на больших глубинах. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 108-112.

Рассмотрены вопросы поисков и разведки залежей нефти и газа в глубоко погруженных отложениях нижнего карбона. На основании изучения разрезов и коллекторов прогнозируются коллекторские свойства глубоко залегающих отложений нижнего карбона и выделяются первоочередные участки для постановки геологоразведочных работ.

Ил. 1, библиогр.: с. 112 (3 назв.).

УДК 553.98.239:551.735.1(477.5)

Аверьев В.А., Грабовецкий М.В. Песчаники турнейского яруса как объект поисков неантиклинальных залежей на участке Кременовка-Богатое. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 113-116.

Рассмотрены литология и условия залегания терригенной толщи, заключенной между известняками $C_{1t}(b-d)$ и кровлей девонской

183

соли, и перспективы ее нефтегазоносности. Намечены участки сейсмо-разведочных работ, поисковые и параметрические скважины.

Ил. 1.

УДК 553.982/982.041:551.735.1(477.5)

Головацкий И.Н. Геологические условия аккумуляции углеводородов в турнейских образованиях Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 117-119.

Анализируется влияние литологического фактора на условия образования ловушек для нефти и газа в турнейских образованиях Днепровско-Донецкой впадины; обосновано выделение в турнейском ярусе отдельного структурного этажа и прогнозируются возможные типы ловушек.

УДК [551.31:552.143]:[553.98.23:553.98.061.7]

Барановская Н.Я., Луговая Е.М. Особенности литологии терригенных разрезов как условие образования нефтегазонасыщенных резервуаров тектонически экранированного типа (на примере Днепровско-Донецкой впадины). - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 120-123.

При определении перспективных направлений поисков тектонически экранированных залежей в качестве информативных критериев рекомендуется фактор контактирования слабопроницаемых и проницаемых разностей терригенных пород по разрыву, а также чередование их в пределах ловушек при превышении мощностей первых. Приведено районирование территории распространения пород верхневизейского подъяруса по соотношению мощностей глинистых и песчано-алевритовых разностей, которое позволит прогнозировать выявление нефтегазонасыщенных тектонически экранированных резервуаров.

Библиогр.: с. 123 (6 назв.).

УДК 553.98.061.4:550.832(477.5)

Трухачев Ю.В. К вопросу изучения карбонатных коллекторов Днепровско-Донецкой впадины методами промысловой геофизики. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 124-126.

Рассмотрены возможности выделения коллекторов в карбонатных разрезах нижнего карбона ДДВ по комплексу промыслово-геофизических исследований. Показано, что эффективность решения задачи повышается при использовании метода функционального преобразования диаграмм.

Ил. 1.

УДК 553.98.23:551.243(477.9+470.6)

Самарский А.Д. Особенности развития ловушек в зонах распространения глиняных диапиров Индоло-Кубанского прогиба. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 126-130.

Процессы глинокинеза в зонах развития диапировых структур существенно влияют на распространение коллекторов и формирование

ловушек углеводородов олигоцен-плиоценовых отложений Индоло-Кубанского прогиба.

Ил. 1, библиогр.: с. 130 (2 назв.).

УДК 553.98.061.4:551.735.1(477.5)

Аверьев В.А., Бланк М.И., Винниченко Л.Г., Мясников В.И., Трухачев Ю.В. Коллекторы нефти и газа турнейских отложений центральных районов Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 130-133.

На основе анализа мощностей пород-коллекторов, их фильтрационно-емкостных свойств проведено районирование площади по типам разрезов турнейских отложений центральной части Днепровско-Донецкой впадины. Намечены участки для постановки параметрического и поискового бурения.

Ил. 1.

УДК 553.98(477.5)

Пашова Н.Т. Распределение пород-коллекторов верхнего визе на структурах северной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 134-139.

Породы-коллекторы верхнего визе на месторождениях северной прибортовой зоны Днепровско-Донецкой впадины развиты в виде линз или полос - зон, приуроченных к различным частям современной структуры (свод, крылья, периклинали). Мощность их зачастую определяется палеорельефом, в связи с чем роль проницаемых прослоев в разрезе возрастает пропорционально общей мощности литологической пачки, горизонта.

Ил. 1.

УДК 553.98.23.05:553.98.041(477.5)

Вакарчук Г.И., Козак Г.П., Гальченко В.А. Возможные зоны развития литолого-стратиграфических ловушек нефти и газа в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 139-143.

Установлены зоны широкого развития литологических и стратиграфических ловушек в нижнепермских и каменноугольных отложениях, рекомендуются методические приемы для выявления и подготовки к бурению ловушек зонального типа.

Библиогр.: с. 143 (9 назв.).

УДК 553.98.061.4:551.735.1(477.5)

Вакарчук Г.И., Гальченко В.А., Кривошеева М.Г., Цыпко Я.И. Характеристика коллекторских резервуаров продуктивных горизонтов визейского яруса Васильевско-Слободской зоны поднятий в северо-западной части Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 144-147.

Установлены сложные соотношения коллекторских резервуаров, изменчивость их объемов и вещественного состава отдельных горизонтов, что должно учитываться при прогнозировании и определении масштабов залежей углеводородов в глубоко залегающих зонах карбона.

УДК 532.11:550.812:553.98

Кучерук Е.В. К вопросу о генезисе АВПД и использовании данных о них при поисках залежей углеводородов, не связанных с антиклиналями. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 148-154

Утверждается, что важнейший фактор в образовании АВПД - температурный, основное условие существования их в недрах - изолированность системы и что данные о пластовых давлениях целесообразно использовать при поисках залежей нефти и газа неструктурного типа.

Библиогр.: с. 153-154 (12 назв.).

УДК 552.361.836(477.6)

Новосилецкий Р.М., Полутранко А.Ю. О связи АВПД в Днепровско-Донецкой впадине с температурой недр. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 154-158.

На основании изучения термобарических условий недр, изменения физико-химической характеристики пластовых вод, углеводородов и физических параметров пород, а также анализа литературных данных установлены две основные причины возникновения АВПД: 1) выделение летучих веществ при метаморфизме пород и захороненного в них органического вещества; 2) гидрогеннизация водородом органического вещества и высокомолекулярных углеводородов.

Ил. 1, библиогр.: с. 158 (5 назв.).

УДК [622.276.031:532.11]:550.8

Зильберман В.И., Шендерей Л.П. Геологические предпосылки и методы прогнозирования АВПД. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 159-161.

Анализ проявлений АВПД на месторождениях ДДВ позволяет выделить ряд характерных признаков, которые рекомендуется использовать для оперативного прогнозирования АВПД. Необходимыми условиями получения достоверной информации являются высокое качество наблюдений и комплексный подход к использованию полученных данных.

Библиогр.: с. 161 (4 назв.).

УДК 553.98:532.11(575.4)

Калятин О.А., Кучерук Е.В. О влиянии АВПД на вертикальную термобарическую зональность в нефтегазоносных отложениях Юго-Западной Туркмении. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 162-166.

В Юго-Западной Туркмении выявлены четыре зоны максимальной термобарической напряженности, предложены механизмы объяснения энергетической зональности и показаны возможности использования выявленных закономерностей для решения определенных задач.

Табл. 1, ил. 1, библиогр.: с. 166 (4 назв.).

УДК [622.276.031:532.11]:550.882.7

Шендерей Л.П., Зильберман В.И., Ульянов М.Г. Использование параметров режима бурения для прогноза АВПД. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 167-170.

На примере сверхглубоких скважин Солоховского и Шебелинского месторождений Днепровско-Донецкой впадины показана возможность применения таких параметров, как механическая скорость проходки и d -экспонента для прогнозирования АВПД.

Ил. 1.

УДК 622.276.031:532.11:622.988(477.8)

Будзенько Т.В., Кухарук Ю.А., Николаенко Н.А. К вопросу о прогнозировании зон АВПД в условиях Предкарпатского прогиба. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 171-173.

Рассмотрена методика выявления и оценки пластовых давлений по объемной плотности глинистых пород, отбираемых из бурового шлама в процессе бурения. Показано, что данный метод в условиях Предкарпатского прогиба дает хорошие результаты.

Табл. 1, библиогр.: с. 173 (2 назв.).

УДК 552.52:551.782.1(477.8)

Дорофеева А.К. К истории разбухающих компонентов тонкодисперсной фракции миоценовых отложений Предкарпатского прогиба. - В кн.: Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров. М.: Наука, 1981, с. 173-175.

Установлена зависимость трансформации разбухающего компонента от величины геотемпературного градиента для различных площадей Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба. Выявлена связь между авандельтовой природой вмещающих пород и АВПД.

Ил. 1, библиогр.: с. 175 (5 назв.).

**ГЕОЛОГИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ
ПЛАСТОВЫХ РЕЗЕРВУАРОВ**

*Утверждено к печати Институтом геологии
и разработки горючих ископаемых*

Редактор *А.Л. Кулаковский*

Редактор издательства *А.В. Копп*

Художник *Л.С. Кассис*

Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технические редакторы *А.Л. Шелудченко, Н.М. Петракова*

Корректор *Г.И. Сурова*

ИБ № 21385

Подписано к печати 23.03.81. Т-03168

Формат 60х90 1/16 Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 11,8 + 0,5 вкл. Уч.-изд.л. 14,4

Тираж 800 экз. Тип. зак. 156

Цена 2 р. 20 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Офсетное производство 3-й типографии
издательства "Наука"

Москва, К-45, ул. Жданова, д. 12/1