

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ НЕФТИ И ГАЗА

МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ И ИХ нефте- газоносность



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1981

В книге рассмотрены становление и стадийное тектоническое развитие древних платформ, основные историко-геологические типы структур и их роль в нефтегазонакоплении, участие погребенных некомпенсированных впадин в строении чехлов древних платформ и их типизация, тектоническое строение и нефтегазоносность осадочных бассейнов континентальных окраин. Показаны возможности и результаты использования космических методов при изучении и уточнении глубинного строения нефтегазоносных бассейнов, а также изучения новейших тектонических движений для прогноза преимущественно нефте- и газоносных территорий.

Редакционная коллегия:

О.М. МКРТЧЯН, Р.Г. ГАРЕЦКИЙ, Г.И. АМУРСКИЙ

Ответственные редакторы:

члены-корреспонденты АН СССР

В.Е. ХАИН, К.Р. ЧЕПИКОВ

ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Утверждено к печати

Институтом геологии и разработки горючих ископаемых

Редактор А.В. Колл. Художник Е.Н. Волков

Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор А.Л. Шелудченко

Корректор Г.Б. Шишкова

ИБ № 21382

Подписано к печати 06.02.81. Т — 03137. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 2

Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,5 + 0,4 вкл. Уч.-изд.л. 10,4. Тираж 850 экз. Тип. зак. 1168

Цена 1р. 60к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ, Люберцы, Октябрьский просп., 403

В.Е. ХАИН, Б.А. СОКОЛОВ

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ В СВЕТЕ СОВРЕМЕННЫХ ТЕКТЕНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Платформенные области распространены гораздо больше, чем складчато-геосинклинальные. На долю платформенных бассейнов приходится почти две трети от общего количества. Из 20 бассейнов, отнесенных к категории богатейших и богатых нефтью и газом (т.е. с запасами свыше 0,5 млрд. т), 15 расположены во внутренних или окраинных частях платформенных территорий. Из 28 тыс. нефтяных месторождений доля палеозойских составляет 62%, мезозойских — 12% и кайнозойских — 26%. Продуктивность кайнозойских и частично мезозойских отложений определяется месторождениями бассейнов геосинклинально-складчатых областей, тогда как большая часть мезозойской нефти и вся палеозойская находятся в бассейнах платформ, причем преимущественно древних.

Формирование бассейнов платформенного типа. Согласно современным представлениям, платформенный осадочный чехол формируется в результате взаимодействия горизонтальных раздвиговых движений и значительных вертикальных погружений. Намечается трехстадийная последовательность его формирования, включающая рифтовую, синеклизную и орогенную стадии. В первую стадию формируются узкие и протяженные грабеновые структуры, получившие название рифтов (щелей), тафрогенов (рвов), авлакогенов (борозд) или схизогенов (трещин). Сравнение строения авлакогенов и тафрогенов с рифтовыми системами показало, что первые являются ископаемыми аналогами современных рифтовых образований. Рифтовые системы континентов, сопоставимые с рифтами срединно-океанических хребтов, своим возникновением обязаны подъему мантийного диапира, под напором которого происходят сводовое поднятие, утонение и горизонтальное растяжение земной коры. Континентальные рифтовые системы образуют ветвящиеся в плане протяженные до многих сотен и тысяч километров системы (рис. 1). Ширина рифтов 40–50 км при вертикальной амплитуде 1–7 км. Земная кора континентальных рифтов в разрезе имеет форму двояковыпуклой линзы и характеризуется заметным утонением до 20–30 км, подъемом поверхности, увеличенной мощностью осадочного слоя. Заметную роль играет базальтовый вулканизм, хотя он встречается не повсеместно. Характер смещения в очагах землетрясений свидетельствует о горизонтальном растяжении земной коры.

Как уже отмечалось, все рифтовые зоны отличаются аномально высокими значениями тепловых потоков. Так, для Байкала поток оценивается в $2,0 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$, что объясняется неглубоким (до 15 км) залеганием источника тепла с температурой до 800°C (по С.В. Лысак). Этот источник создает возможность прогрева Байкальского осадочного бассейна, имеющего мощность 5 км, от 300°C на уровне подошвы до 100°C в верхних слоях. В Красном море интенсивность теплового потока $6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$, а температура природных рассолов — 56°C (рис. 2).

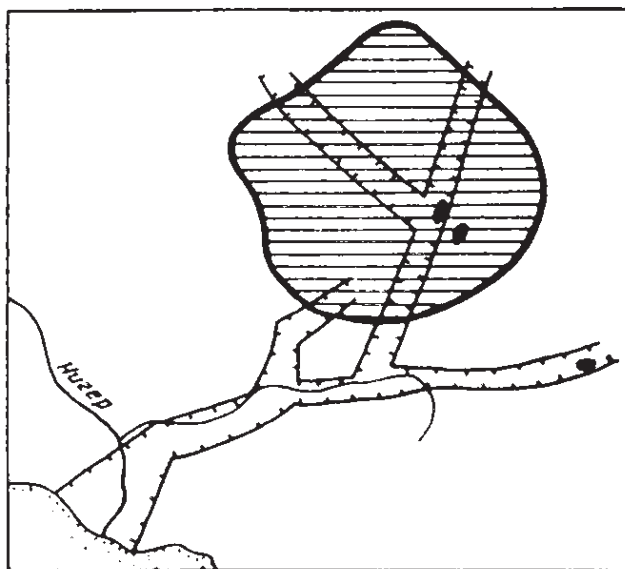


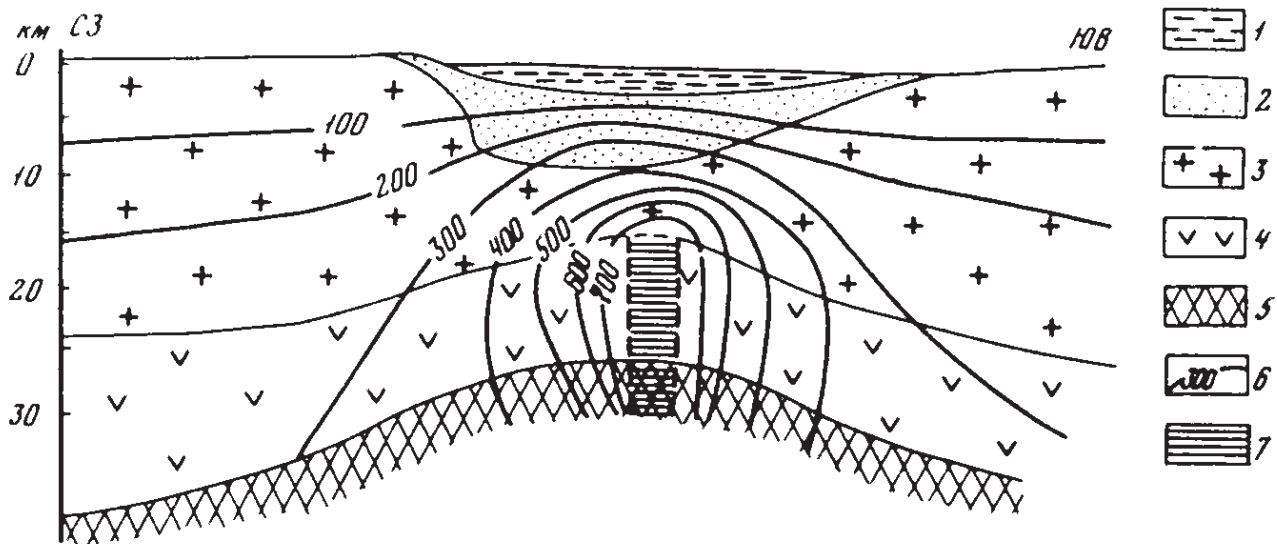
Рис. 1. Тройное сочленение рифтов бассейна Чад

1 — бассейн Чад; 2 — рифты; 3 — нефтяные месторождения



Рис. 2. Геотермическая модель прогрева Байкальского рифта, по С.В. Лысак с соавторами

1 — вода; 2 — осадочный бассейн; 3 — гранитный слой; 4 — базальтовый слой; 5 — мантия; 6 — изотермы, °C; 7 — тепловой диапир



Погребенные рифтовые системы установлены в основании осадочных чехлов многих древних и молодых платформ Европы, Азии, Африки, Америки и Австралии. Такие системы расположены как во внутренних частях континентов, так и по их периферии, на сочленении платформа — океан, а также переходят непосредственно в рифты срединно-океанических хребтов. Изучение строения ископаемой Среднерусской рифейской системы рифтов показало, что она состоит из нескольких ветвей, отдельные звенья которых в плане испытывают смещение по поперечным разломам, причем во времени вначале более активно развивался Московский рифт, а затем Валдайский.

Формирование рифтовых структур сопровождается накоплением различных типов отложений, причем при быстрых раздвиговых движениях и вертикальных погружениях и при отсутствии вулканизма имеет место некомпенсированное прогибание, приводящее в условиях аридного климата к появлению вначале рифовых, а затем эвапоритовых формаций.

Синеклизная стадия сменяет рифтовую. Обычно рифтовые зоны являются центрами наиболее глубокого погружения. Для внутренних час-

тей платформ процесс формирования синеклиз характеризуется определенной симметрией процесса: более энергичным прогибанием в центре и замедленным к периферии. Намечаются две подстадии формирования синеклиз. Ранняя характеризуется преобладанием погружения над поднятием, обширными морскими трансгрессиями, накоплением морских терригенных и карбонатных отложений. Поздняя отличается преобладанием регрессий, широким развитием перерывов, накоплением как морских, так и континентальных отложений. На этой подстадии возникают инверсионные поднятия, располагающиеся над рифтовыми зонами (эпирифтовый вал), — Рыбинско-Сухонский вал в центральной части Московской синеклизы.

В краевых частях платформ синеклизная стадия формирования чехла определяется в первую очередь развитием сопряженных с платформой геосинклинальных и океанических прогибов. На этой стадии образуются асимметричные перикратонные и периконтинентально-платформенные прогибы. В направлении к внешней периферии увеличивается мощность отложений, прибрежно-континентальные отложения замещаются морскими терригенно-карбонатными. При некомпенсированном прогибании могут формироваться рифы.

Орогенная стадия характеризуется наличием разнонаправленных вертикальных движений, приводящих к созданию межгорных и предгорных прогибов, заполняемых мощными молассовыми толщами. Межгорные прогибы обязаны своим появлением эпиплатформенному орогенезу, наиболее отчетливо проявляющемуся в Средней и Центральной Азии, в Северной Америке и других районах.

Предгорные прогибы возникают в трех случаях: в результате взаимодействия отдельных плит с эпиплатформенными орогенами; в результате возникновения эпирифтового инверсионного вала и превращения его в горное сооружение; в результате процесса эпигеосинклинального орогенеза в приплатформенных геосинклинальных прогибах. Таким образом формируются асимметричные депрессии с односторонним горным обрамлением. Максимальные мощности отложений отмечаются непосредственно у горного борта, имеющего в первом случае разломно-блоковую природу, во втором — блоково-складчатую и в третьем — нарушенно-складчатую.

Примерами предэпиплатформенно-орогенных прогибов могут служить осадочные бассейны, развитые вдоль восточной границы Скалистых гор США (Паудер-Ривер, Денвер и др.) и на Сахарской плите, сочленяющейся по Южно-Атласскому шву с горным палеозойским сооружением Атласа. К категории прогибов, сопряженных с эпирифтовыми орогенами, следует отнести Южно-Мангышлакский прогиб.

Предгорные (краевые) прогибы, возникающие в связи с эпигеосинклинальным орогенезом, распространены широко. Их развитие может быть прослежено от зарождения краевого прогиба и начала появления складчатого сооружения (шельф Северной Австралии — о. Тимор) до момента завершения роста горного сооружения и отмирания обстановок накопления молассы (Предуральский прогиб).

Следует отметить, что складкообразование захватывает как внешний борт прогиба, так и отдельные участки платформенного борта над погребенными рифтовыми зонами, где образуются инверсионные зоны антиклинальных поднятий типа Ейско-Березанского вала на Кубани, Печоро-Колвинского в Тимано-Печорском, Хапчагайского — в Лено-Виллюйском бассейнах.

Развитие краевых систем платформы не заканчивается формированием краевых прогибов. Дальнейшее прогибание может привести к появлению обширных плоских депрессий, заполняемых терригенными и эвапоритово-карбонатными толщами значительной мощности, а также трапповой формацией. Причем центр прогибания смещается далеко на платформенный борт.

Таким образом, орогенная стадия развития окраинных частей платформы распадается на две подстадии: краевого прогиба и наложенной синеклизы. Примерами наложенных синеклиз могут служить Прикаспийская и Иркутская синеклизы СССР, синеклиза Карру в Южной Африке.

Строение и нефтегазоносность внутриплатформенных бассейнов. Этот подтип включает около 120 бассейнов, приуроченных к областям прогибания в теле древних и молодых платформ.

Рифтовый класс объединяет два десятка бассейнов, половина из которых является промышленно нефтегазоносными. Бассейны сформировались в результате раздвиговых движений и блоковых опусканий. Они сложены терригенно-вулканогенными и карбонатными толщами мощностью до нескольких километров. Для бассейнов характерен статокатагенетический путь преобразования органического вещества, протекающий из-за высоких значений тепловых полей на всей площади бассейна. Основные типы зон нефтегазонакопления горстовый и рифтовый. Имеет место совмещение зон нефтегазонакопления и очагов нефтеобразования.

Бассейны подразделяются на две группы: современных рифтов и ископаемых. К современным относятся бассейны Суэцкого залива, к ископаемым — Рейнский, Амадиес и др. (рис. 3).

Ископаемые бассейны, сложенные докембрийскими и палеозойскими отложениями, прошедшими главную фазу нефтеобразования, преимущественно газonosны (Амадиес, Тюрингский). Рейнский бассейн, сложенный кайнозоем, преимущественно нефтеносен. Заметной нефтеносностью отличается бассейн Суэцкого залива, в котором основной продуктивный горизонт приурочен к миоцену.

Синеклизный класс включает 70 бассейнов, расположенных на всех континентах. Некоторые из них отличаются огромной нефтеносностью и содержат гигантские скопления. Практически все бассейны в своем развитии прошли стадию рифтообразования и находятся на разных уровнях синеклизной стадии. Бассейны могут быть современными и ископаемыми, находятся на молодых и древних платформах. В строении их могут участвовать породы от протерозойских до четвертичных и иметь самый различный литологический состав и мощность, достигающую в наиболее прогнутых участках 10 км.

Бассейны отличают симметричность строения, наличие центральной зоны наибольших мощностей, являющейся центром прогресса и статокатагенетического преобразования органического вещества. Очаги нефтегазонакопления имеют овальный или кольцевой характер, центробежно смещающийся к периферии бассейна. Зоны нефтегазонакопления различного типа, их формирование определяется блоковыми вертикальными и горизонтальными движениями фундамента, соляно-купольной тектоникой и литолого-фациальной изменчивостью нефтегазосодержащих горизонтов. Все это предопределяет резкое несоответствие структурных планов по различным стратиграфическим горизонтам, что значительно

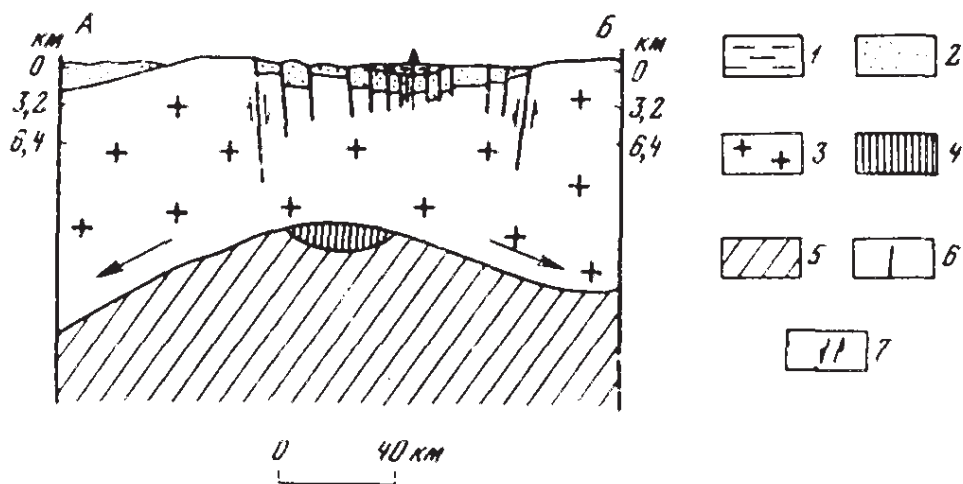


Рис. 3. Строение бассейна Суэцкого канала

1 — вода; 2 — осадочные породы; 3 — докембрийский фундамент; 4 — магма; 5 — астеносфера; 6 — разломы; 7 — направление движений

осложняет поиски нефти в глубоких частях бассейнов. По соотношению с очагами нефтегазообразования зоны нефтегазонакопления относятся к совмещенному, периферийному и разобщенному типам. Бассейны могут иметь от одной до нескольких нефтепроизводящих толщ. Месторождения концентрируются в наиболее прогнутых частях бассейнов, отражая вертикальную зональность размещения газовых, нефтегазовых и газо-конденсатных залежей.

Синеклизные бассейны по уровню развития образуют три разновидности: А — находящиеся в своем развитии между рифтовой и синеклизной стадиями; Б — находящиеся на раннесинеклизной подстадии; В — находящиеся на позднесинеклизной подстадии.

К разновидности А относятся бассейны, испытавшие длительное развитие на рифтовой стадии и кратковременное на синеклизной. Примерами таких бассейнов могут служить Днепровско-Донецкий, Припятский, Среднеамазонский (ископаемая группа), а также Красного моря (современная). Первые два бассейна имеют грабеновую структуру по отложениям палеозоя и синеклизную по пермско-мезозойским слоям. В Припятском бассейне нефтеносны в основном карбонатные породы девона, а в Днепровско-Донецком в отложениях карбона сосредоточены нефтяные и нефтегазовые залежи, а в отложениях перми, триаса и юры — преимущественно газовые.

Бассейны разновидности Б включают большое количество как современных, так и ископаемых бассейнов с заметной нефтегазоносностью. Типичные современные бассейны — Западно-Сибирский и Североморский. Оба бассейна представляют огромные по площади депрессии, заполненные отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя мощностью до 10 км и содержащие свыше 250 месторождений нефти и газа каждый. На рифтовой стадии была заложена ветвящаяся система грабенообразных впадин, заполненных отложениями перми, триаса, нижней юры (Западно-Сибирский бассейн) и перми — нижнего мела (Североморский бассейн). На синеклизной — сформирован обширный плащ позднемезозойских и кайнозойских отложений.

Огромная нефтегазоносность Североморского бассейна подтвердила наш прогноз, сделанный более 10 лет назад. В бассейне достаточно отчетливо проявляется стадийность нефтегазообразования: газовые скоп-

ления концентрируются в палеогене и отложениях нижней перми, основные залежи приурочены к датско-палеоценовым песчаникам и отложениям мела, юры, триаса, находящимся в главной зоне нефтеобразования. Большинство месторождений расположено над рифтовыми структурами типа грабена Викинг.

Западно-Сибирский бассейн в своем развитии находится на несколько более высоком уровне. Это отражается в более раннем существовании рифтовой и синеклизной стадий и в появлении над рифтовыми структурами инверсионных валов Уренгойского, Усть-Енисейского и др. Поэтому имеет место существование зон нефтегазонакопления унаследованного и новообразованного типов. В бассейне активно проявляет себя стадийность нефтегазообразования, выражающаяся в наличии газовых скоплений в верхнем мелу, нефтегазовых, газоконденсатных и нефтяных залежей — в нижнем мелу и нефтяных — в верхней юре.

Искапаемыми синеклизными бассейнами разновидности Б являются такие классические бассейны, как Мичиганский, Иллинойский, Англо-Парижский и другие, а также имеющие в своем основании рифтовые зоны. В бассейнах именно над этими зонами расположены преимущественно нефтяные залежи.

Третью разновидность синеклизных бассейнов составляют бассейны, внутренние участки которых осложнены протяженными надрифтовыми инверсионными валообразными поднятиями. Нами из этой группы подробно изучался Среднерусский, возможно, нефтегазоносный бассейн, который в рифее — раннем венде находился на рифтовой стадии развития, в позднем венде — ордовике — на раннесинеклизной, а в позднем палеозое — мезозое — на позднесинеклизной подстадиях. В результате последней над прогнутой частью Среднерусского авлакогена возник Рыбинско-Сухонский вал. Этот вал расчленил некогда единую ванну прогибания на две впадины: Вологодскую на севере и Галичскую на юге.

Наибольшими перспективами нефтегазоносности в бассейне отличаются отложения венда, кембрия и ордовика. Проблема поисков по существу сводится к созданию методики изучения глубоко погруженных зон возможного нефтегазонакопления, относящихся к горстовому и тектонически экранированному типам.

К типичным синеклизным бассейнам рассматриваемой разновидности относятся такие бассейны, как Пермский и Западный Внутренний (США). Продуктивны пород палеозоя, до глубины 4 км содержащие преимущественно нефть, ниже — газоконденсат, а с глубины 5,2 км — в основном газ. В этих бассейнах нефтегазоносностью отличаются внутренние инверсионной природы поднятия, такие, как Центральная платформа (Пермский), зоны поднятий Амарилло-Вичито-Мюнстер и Немеха-Семинол-Арбокл (Западный Внутренний).

Все эти бассейны образуют ископаемую группу. К современной группе можно отнести Прибалтийский бассейн, в пределах которого накопление отложений происходит от начала палеозоя до сегодняшнего дня. Бассейн с запада ограничен Поморо-Куявским глыбово-складчатым сооружением, развившемся на месте Датско-Польского авлакогена, от которого, как можно предполагать, ответвляются на восток менее значительные по размерам рифтовые депрессии.

Платформенно-орогенный класс объединяет около 30 бассейнов, имеющих или одностороннее, или всестороннее обрамление. Примерами бассейнов, ограниченных эпирифтовым орогеном, могут служить Южно-Мангышлакский и Устюртский, разделенные невысокой (0,5 км) глыбово-

складчатой грядой Мангышлака, развившейся на месте одноименного авлакогена. Бассейны сложены отложениями мезозоя и кайнозоя мощностью до 5 км. На бортах, сопряженных с Мангышлаком, открыты в основном нефтяные месторождения, а на противоположных бортах и в центральных участках — газовые. К этой же группе следует отнести и Мезенский, возможно, нефтегазоносный бассейн, ограниченный Тиманом.

Одностороннее обрамление имеют бассейны, расположенные на стыке плит и эпиплатформенных орогенов. Такие бассейны выделяются в Северной и Южной Америке, Средней и Центральной Азии и других районах. К наиболее типичным следует отнести бассейны Денвер и Паудер-Ривер, расположенные на стыке Северо-Американской плиты и Глыбовых Скалистых гор. Эти бассейны имеют асимметричный профиль и сложены отложениями верхнего палеозоя и мезозоя. Наиболее распространены нефтяные залежи в ловушках выклинивания на платформенном склоне.

К бассейнам с полным горным обрамлением относятся Ферганский, Афгано-Таджикский, Скалистых гор и др. Для них характерна нефтеносность отложений, сформировавшихся в доорогенную стадию (палеозой, мезозой) или в начале орогенной (палеоген). Причем в верхних частях разреза обычно встречаются нефтегазовые скопления, а в нижних — газовые.

Строение и нефтегазоносность окраинно-платформенных бассейнов. Этот подтип включает около 110 бассейнов, получивших распространение на всех древних и молодых платформах в зоне сочленения с океаническими, геосинклинальными и эпигеосинклинально-орогенными областями.

Окраинно-рифтовый класс объединяет около 10 террааквальных бассейнов, образование которых связано с дроблением края платформы, погружающегося в сторону морских депрессий. В строении бассейнов, имеющих форму грабенов, принимают участие как прибрежно-морские, дельтовые и эвапоритовые отложения, так и морские терригенно-карбонатные образования. Зоны нефтегазоаккумуляции — блокового типа, совмещенные с очагами нефтегазообразования. В наиболее изученном Камбейском бассейне в отложениях миоцена распространены преимущественно газовые залежи, а в отложениях олигоцена и эоцена — нефтяные и нефтегазовые в интервале 0,5—2 км. К этому же классу относятся бассейны Восточно-Канадский, Байя, северо-западной окраины Европейского континента, сложенные отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и более молодыми.

Периконтинентально-платформенный класс, выделяемый также под названием гондванского или стабильных континентальных окраин, объединяет около 50 бассейнов, расположенных вдоль атлантической и индоокеанской окраин материков. Бассейны представляют протяженные асимметричные прогибы, выполненные в основном отложениями мезозоя и кайнозоя. Мощность разреза растет от внутренних частей шельфа в сторону континентального склона, достигая 5 км и более. Наблюдается некоторое уменьшение мощности под материковым склоном, а затем новое увеличение непосредственно под континентальным подножием. Далее в сторону океана мощности консолидированных отложений сокращаются до 1 км и менее. Поэтому в поперечном разрезе бассейна выделяются приподнятое внутреннее крыло, осевой прогиб, разделенный горстовым выступом, и опущенное внешнее приокеаническое

крыло. В бассейнах нефтегазоносность установлена на внутреннем крыле. Продуктивны отложения мела, палеогена и миоцена. Зоны нефтегазонакопления — блокового, соляно-купольного, литолого-стратиграфического, антиклинального и рифового типов, совмещенные с очагами нефтегазообразования.

Условия формирования периконтинентально-платформенных бассейнов можно проследить на примере Дабрадорского бассейна, в котором обнаружено несколько морских нефтяных месторождений. В юре за счет деструкции края Северо-Американской платформы образовалась система рифтовых грабенов с терригенно-эвапоритовой седиментацией. Затем вся территория стала ареной накопления морских и прибрежно-морских меловых и более молодых отложений, которые моноклинально погружаются на восток, сплошным чехлом перекрывая как грабеновые прогибы, так и горстовые выступы.

Аналогичные условия формирования прибрежных бассейнов наблюдаются и в Южной Атлантике, где эвапоритовые толщи имеют аптский возраст, а также по периферии материков, окружающих Индийский океан. Нефтегазовые месторождения открыты у берегов Канады, Бразилии, Аргентины, вдоль западного побережья Африки и Австралии.

Перикратонный класс включает 10 террааквальных бассейнов, сформированных в пределах моноклинально погружающихся платформенных склонов, сопряженных с котловинами геосинклинальных внутри- или окраинно-материковых морей. На общем фоне регионального погружения платформенного склона широко развиты грабеновые структуры, ориентированные как параллельно, так и под углом к береговой линии. Со стороны моря обрамление бассейнов образовано погребенными складчато-блоковыми элементами в зоне сочленения платформ с геосинклинальной областью. Бассейны сложены обычно мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Максимальная мощность наблюдается в пригеосинклинальной части бассейна, что предопределяет его асимметрию и смещение очагов нефтегазообразования в этом направлении. Кроме того, дополнительные очаги, но более раннего образования расположены в платформенных рифтовых зонах. Зоны нефтегазонакопления могут быть различного типа, связанные как с тектоническими деформациями (кинематогенные), так и с изменением условий формирования отложений (седиментогенные) и расположенные вдоль платформенного склона. Это приводит к разобщенности очагов нефтегазообразования и зон нефтегазонакопления, формирование которых происходит за счет дальней латеральной миграции. При позднем постгенерационном времени формирования ловушек появляются условия создания месторождений битуминозных песчаников.

Один из бассейнов перикратонного типа Ливийско-Египетский, открывающийся в Средиземное море. Его подводным ограничением служит Эллинский вал. Платформенный борт осложнен впадинами: Сирт, Каттар, Каирской, погружающимися в северном направлении. Месторождения, приуроченные к этим впадинам, антиклинального и рифового типа. Продуктивны в основном известняки мелового и палеогенового возраста.

Аналогичного типа бассейны установлены на юге и северо-западе Австралии. Наиболее интересен бассейн Каннинг, где открыты газовые, газоконденсатные и нефтяные залежи в отложениях мезозоя.

На северном погружении Северо-Американской платформы расположен бассейн Маккензи-Бофорт. Нефтематеринские толщи юры и нижне-

го мела, находящиеся в главной зоне нефтеобразования, перекрыты мощным песчано-глинистым комплексом верхнего мела и палеогена дельтового происхождения. Залежи нефти и газа обнаружены в палеогене, а газ — в нижнем мелу.

В Советском Союзе известны бассейны Северо-Черноморский и слабо изученный Анабаро-Ленский. В первом нефтепроизводящем комплексе является осадочно-вулканогенная толща альба, максимальная мощность которой наблюдается в пределах Каркинитского грабена. В пределах этого грабена, частично по верхним слоям выраженного инверсионным Тарханкутским валом, и расположена основная часть обнаруженных газовых, газоконденсатных и нефтяных скоплений. Газ приурочен к отложениям майкопа, эоцена и палеоцена, а нефть — к меловым слоям.

Складчато-платформенный класс насчитывает около 40 бассейнов, часть из которых нефтегазонасна (бассейны Персидского и Мексиканского заливов, Волго-Уральский, Восточно-Венесуэльский, Северо-Аляскинский и др.). Бассейны расположены на всех континентах на стыке древних и молодых платформ со складчатыми палеозойскими, мезозойскими, кайнозойскими системами, образуют вытянутые пояса вдоль эпигеосинклинальных горных сооружений и отделены друг от друга поперечными выступами фундамента. Они отличаются разнообразием строения очагов нефтегазообразования и зон нефтегазонакопления. Обычно в бассейнах имеет место пространственная разобщенность в размещении нефтяных и газовых месторождений, и в первую очередь между обширным платформенным и узким складчатым бортами. Асимметрия бассейна проявляется не только в распределении мощностей (максимальные мощности у складчатого борта), но и в зональности катагенеза отложений. За счет динамокатагенеза наблюдается постепенное усиление степени катагенеза от платформенного борта к складчатому. Поэтому очаги нефтегазообразования несколько смещены от последнего в сторону платформы. Кроме того, на их положение оказывают влияние рифтовые зоны платформенного борта, вдоль которых они обычно группируются.

Складчато-платформенные бассейны могут находиться на ранней или поздней подстадии развития краевого прогиба. На ранней подстадии складчатый борт не представляет сколько-нибудь крупного горного сооружения, тогда как для поздней подстадии характерно наличие горно-складчатого обрамления. На ранней подстадии накапливаются относительно тонкие морские терригенно-карбонатные и терригенные отложения, которые затем на поздней подстадии сменяются грубообломочной молассой, поступающей со стороны горного сооружения. Рост последнего приводит к миграции "ванн" прогибания и их "накатыванию" на платформенный борт.

Для примера бассейнов, находящихся на ранней подстадии, можно привести североавстралийские Тимор-Бонапарта (рис. 4), Арафурский и Карпентария. Эти бассейны сформировались на сочленении Австралийской платформы с кайнозойской складчатой дугой Банда—Папуа. Бассейны сложены толщей мезозойских и кайнозойских отложений мощностью свыше 10 км. Притоки нефти и газа получены из отложений триаса, юры и мела.

На ранней подстадии находится и бассейн Мексиканского залива, представляющий область устойчивого прогибания, приведшего к накоплению 15 км мезозойской и кайнозойской осадочной толщи. Однако это прогибание во времени и пространстве не было одинаковым. В бас-

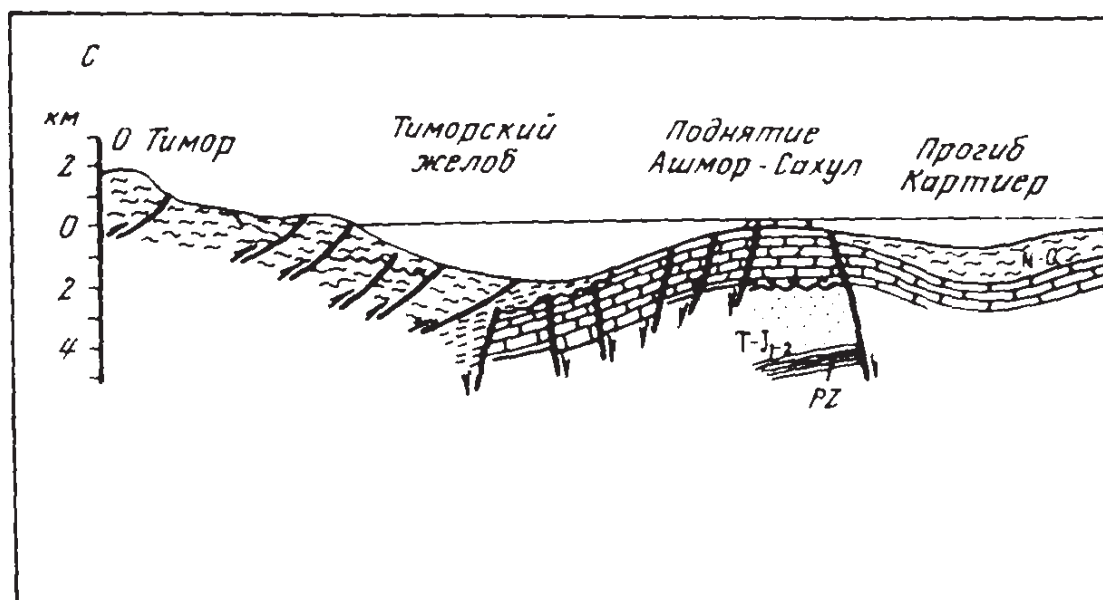


Рис. 4. Разрез бассейна Тимор-Бонапарта, по М. Лофтингу, А. Кростелла, Д. Халзу

сейне выделяется несколько областей седиментации, в которых и концентрируется 8 тыс. месторождений. Продуктивны отложения от юры до плиоцена. Зоны нефтегазонакопления антиклинальные, соляно-купольные, рифовые, литолого-стратиграфические.

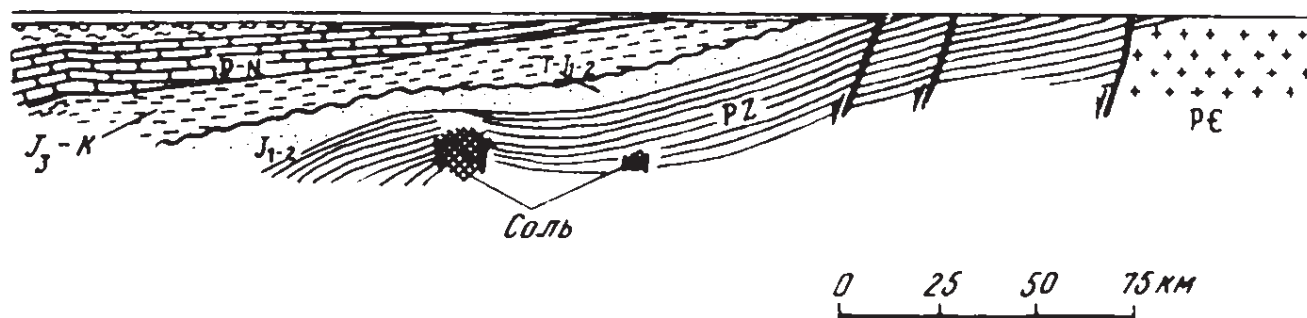
Большая группа бассейнов находится на поздней подстадии развития. С альпийским складчатым поясом сопряжены такие бассейны, как Предальпийский, Предкарпатский, Карпато-Балканский, Азово-Кубанский, Каракумский, Персидского залива, Индский, Пенджабский, Ассамский, Бенгальский и др. Около восьми бассейнов расположено в Южной Америке вдоль горно-складчатой системы Анд.

Во всех этих бассейнах основные продуктивные горизонты находятся в отложениях юры, мела, палеогена и миоцена. Для бассейнов, сопряженных с мезозойскими складчатыми сооружениями, продуктивны отложения верхнего палеозоя и мезозоя (Лено-Виллюйский, Северо-Аляскинский, Западно-Канадский и др.).

Ряд бассейнов расположен на сочленении платформ с герцинскими складчатыми зонами (Волго-Уральский, Тимано-Печорский, а также Аппалачский и др.). Их нефтегазоносность связана с отложениями палеозоя.

Наложенно-синеклизный класс включает несколько бассейнов, возникающих в результате прогибания платформенного борта краевых прогибов. Примерами наложенно-синеклизных бассейнов могут служить Иркутский и Тунгусский, представляющие крупные депрессии, перекрывающие прибайкальские краевые прогибы. Эти бассейны сложены главным образом мощными карбонатно-эвапоритовыми толщами кембрия, а также терригенно-карбонатными образованиями палеозоя, трапповой формацией триаса и угленосными отложениями юры. Залежи нефти, газа и газоконденсата расположены в песчаниках венда и карбонатных породах нижнего кембрия.

К рассматриваемому классу относится и Северо-Каспийский бассейн, отвечающий Прикаспийской синеклизе. Бассейн образован в результате мощного прогибания в пермско-мезозойское время юго-восточного угла Восточно-Европейской платформы и южной части Предуралья.



краевого прогиба. Сформировалась овальная чаша бассейна с интенсивным соляно-купольным тектогенезом движения нижнепермских солей. Подсолевой комплекс является основным поисковым объектом.

УДК 553.98:551.24 (47)

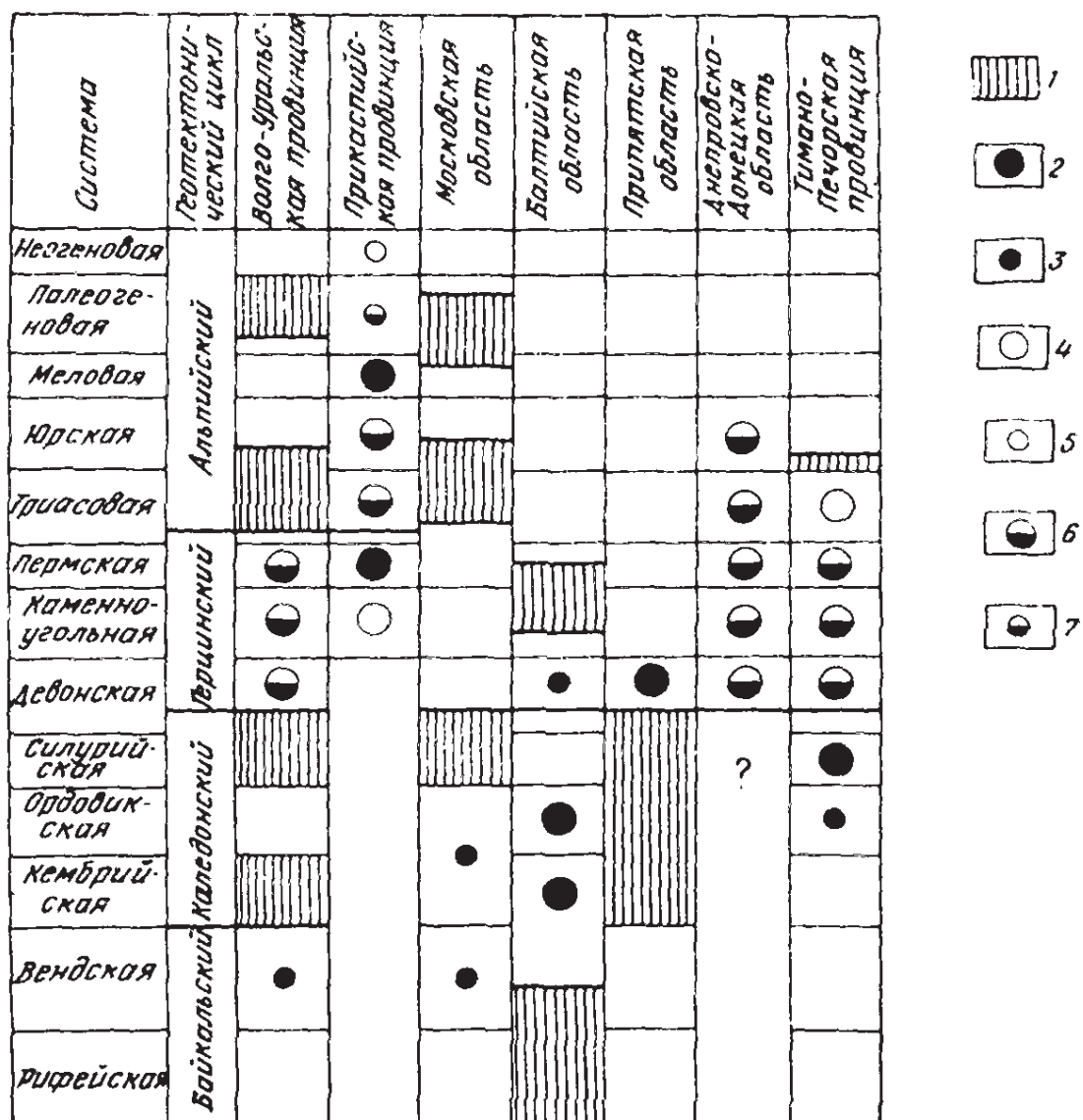
С.П. МАКСИМОВ

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СВЯЗИ С ИСТОРИЕЙ ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Анализ истории развития Восточно-Европейской платформы показывает, что древние допалеозойские осадочные образования (рифей и венд) тяготеют в своем развитии к ее восточным районам, заполняя глубокие авлакогены, нивелируя сильную расчлененность платформы.

Палеозойские осадочные образования представлены на платформе четырьмя мегакомплексами: нижнепалеозойским, средне-верхнепалеозойским, мезозойским и кайнозойским. Первый комплекс приурочен к Балтийской синеклизе и Тимано-Печорской провинции, второй широко развит в Волго-Уральской провинции, Днепровско-Донецком авлакогене, Припятском прогибе и Тимано-Печорской провинции. Мезозойский и кайнозойский осадочные мегакомплексы в основном локализованы в пределах Прикаспийской впадины. В Волго-Уральской, Тимано-Печорской провинциях, Предуральском прогибе и Днепровско-Донецкой впадине мезозойский мегакомплекс играет второстепенную роль. Распределение продуктивных горизонтов по разрезу фанерозоя на территории платформы приведено на рис. 1.

Границы нижнепалеозойского осадочного мегакомплекса четко определяются байкальской и каледонской фазами складчатости и приурочены к ним региональными перерывами в осадкообразовании. Границы средне-верхнепалеозойского осадочного мегакомплекса определились ка-



чение составляет только последний кайнозойский осадочный мегакомплекс, который формировался в сравнительно короткий отрезок — 65—70 млн. лет. (рис. 2, вкл.) Однако эти периоды имели свои палеоклиматические, палеогеографические особенности, которые определяли исходную органическую субстанцию осадков.

Каждый мегацикл включает в себя несколько циклов осадкообразования. Если процессам осадкообразования свойственна цикличность (обусловленная трансгрессиями и регрессиями), то должны наблюдаться также определенная закономерность в распределении рассеянного органического вещества, захороненного в породах по разрезу соответствующих бассейнов, корреляция РОВ с флорой и фауной как по качественному составу, так, возможно, и по количественной характеристике в пределах определенных циклов и мегациклов. Исследования в пределах Восточно-Европейской платформы со всей убедительностью подтверждают наличие этих генетических связей. Неоднократное появление в разрезе фанерозоя нефтегазоматеринских пород и толщ, их включающих изменение фациально-генетического типа органического вещества, его различной энергетической емкости теснейшим образом обусловлены цикличностью процессов осадкообразования и эволюцией органической жизни на Земле. Так, в раннепалеозойском осадочном мегацикле выделяются нефтематеринские породы в кембрийских, ордовикских и силурийских отложениях, т.е. устанавливаются три цикла нефтегазообразования. Отложениям всех трех циклов свойственно определенное сходство рассеянного органического вещества сапропелевого типа. Генетическое родство остаточного органического вещества и углеводов в породах нижнепалеозойского комплекса дает нам возможность объединить их в один мегацикл нефтегазообразования. Этот мегацикл нефтеобразования является детищем раннепалеозойского осадочного мегацикла, который характеризовался своими геотектоническими факторами и климатическими условиями, свойственными только этому периоду жизни Земли продолжительностью в 160—175 млн. лет.

В средне-позднепалеозойском осадочном мегацикле выделяются нефтегазоматеринские породы в средне-верхнедевонских, нижнекаменноугольных и нижнепермских отложениях, т.е. устанавливаются четыре цикла нефтегазообразования. Нефтематеринские толщи этих циклов наряду с сапропелевым органическим веществом содержат гумусовое вещество, роль которого возрастает от девонского к пермскому циклу нефтегазообразования. Сходство и близость условий осадконакопления и заключенного в породах типов органического вещества дают возможность объединить указанные четыре цикла в средне-позднепалеозойский мегацикл нефтегазообразования. Этот мегацикл характеризовался геотектоническим режимом и климатическими условиями, свойственными только этому периоду жизни Земли, продолжительность которого достигала 160—175 млн. лет. Геотектонические и климатические условия средне-позднепалеозойского и раннепалеозойского мегациклов резко различались, что находит подтверждение в палеонтологических фактах и приуроченности бассейнов осадкообразования этих мегациклов к различным окраинам Восточно-Европейской платформы.

В мезозойском осадочном мегакомплексе нефтегазоматеринские породы устанавливаются в триасовых, юрских и меловых отложениях, т.е. выделяются три цикла нефтегазообразования. Значительное сходство органического вещества, представленного сапропелево-гумусовым типом, близость характеристик остаточных в породах углеводов дают возможность объединить указанные три цикла в мезозойский мегацикл

нефтегазообразования. Этот мегацикл нефтегазообразования возник в теле мезозойского мегацикла осадкообразования, который протекал в специфических условиях геотектонического режима и климатических особенностях, неповторимых ни ранее, ни позже. Продолжительность этого мегацикла также составляла 160–175 млн. лет.

В кайнозойском осадочном мегацикле Прикаспийской впадины нефтегазометрические породы в палеогеновых и неогеновых отложениях не изучены. Тектонический режим и климатические условия в палеогеновый и неогеновый периоды были схожи в то же время резко отличны от режима и условий мезозойского мегацикла. Продолжительность мегацикла всего 65 млн. лет, что, вероятно, связано с его незавершенностью.

Всего в разрезе фанерозоя Восточно-Европейской платформы выделено нами 12 циклов нефтегазообразования, продолжительность которых не является постоянной величиной и колеблется от 30 до 70 млн. лет. Эта цикличность связана со среднечастотными колебательными движениями. Каждый цикл нефтегазообразования включает в себя три этапа: накопление, преобразование, миграцию и аккумуляцию (четвертый этап — разрушение — мы не рассматриваем). Указанные этапы цикла составляют законченный процесс развития в течение определенного геологического времени. Если первый этап накопления органического вещества — функция трансгрессий и регрессий, погружения и климатических условий, то второй и третий этапы — преобразование органического вещества, миграция и аккумуляция — уже не зависят от климатических условий, а являются функцией тектонического режима, определяются физико-химическими свойствами углеводородов, благоприятным сочетанием нефтегазоматеринских пород и коллекторских фаций и региональным развитием непроницаемых толщ для нефти и газа.

Каждый выделенный нами цикл (особенно мегацикл) характеризовался своими климатическими условиями, тектоническим режимом и своим, характерным только для него, комплексом органического вещества. Следовательно, каждый цикл был неповторим, ибо развитие шло не по замкнутому кругу, а по спирали, подчиненное закону диалектического развития от низшего к высшему, что доказывается эволюцией органической жизни и геологическим развитием Земли в фанерозое. Диалектическое развитие климатических условий геологических процессов, приводивших к неоднократному созданию благоприятных условий для формирования нефтегазоматеринских пород, находит свое подтверждение в различиях остаточных углеводородов в породах и нефтях, заключенных в отложениях различных мегациклов и их близости между собой в пределах одного мегацикла. Эти различия и близость подтверждаются не только химическим составом нефтей, остаточного органического вещества и углеводородов в нефтегазоматеринских породах, но и исследованиями изотопного состава органических элементов.

Установленное родство рассеянного органического вещества и остаточных углеводородов в породах, нефтях и газах по основным генетическим критериям и изотопному составу C, H, S дает возможность утверждать, что распределение промышленных залежей нефти и газа и нефтегазоматеринских толщ по разрезу исследованных бассейнов имеет генетический признак (см. рис. 2). Распространение нефтегазоматеринских пород и промышленных скоплений нефти и газа в исследованных бассейнах имеет полное совпадение по разрезу, за исключением некоторых отклонений. Так, в Балтийской синеклизе нефтегазоматеринские породы распространены по разрезу нижнепалеозойских отложений зна-

чительно шире, чем залежи нефти. Первые выявляются в отложениях кембрия, ордовика и силура, а промышленные скопления установлены в отложениях среднего кембрия и частично в ордовике.

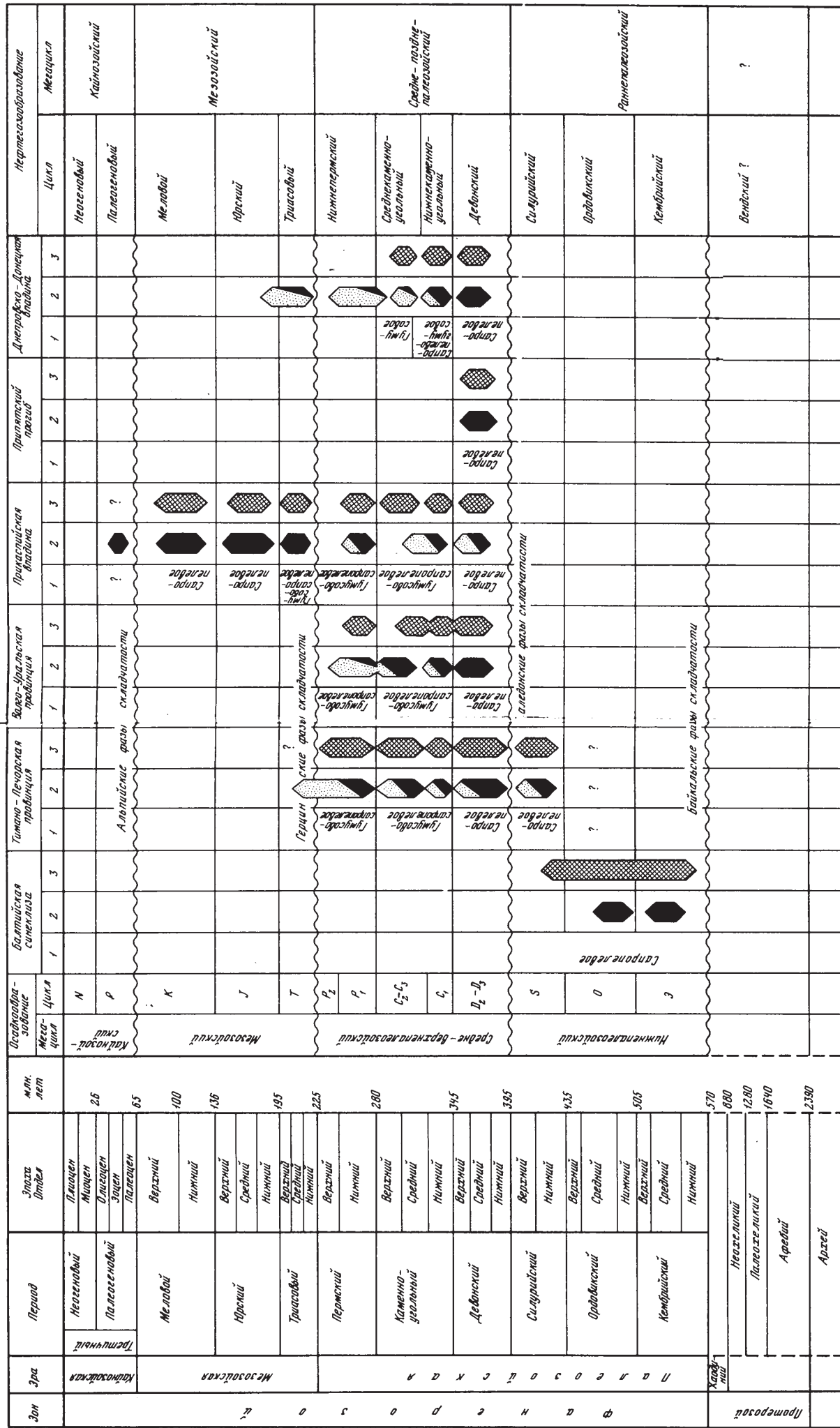
В Тимано-Печорской впадине нефтегазоматеринские породы (в пределах суши) установлены в отложениях нижнего, среднего и верхнего палеозоя, а залежи нефти и газа локально выявлены также в отложениях триаса.

В Волго-Уральской провинции нефтегазоматеринские толщи установлены в отложениях от среднего девона до нижней перми, а промышленные скопления нефти и газа локально выявлены также и в отложениях верхней перми; в Волгоградском Поволжье выявлены залежи газа даже в отложениях юры.

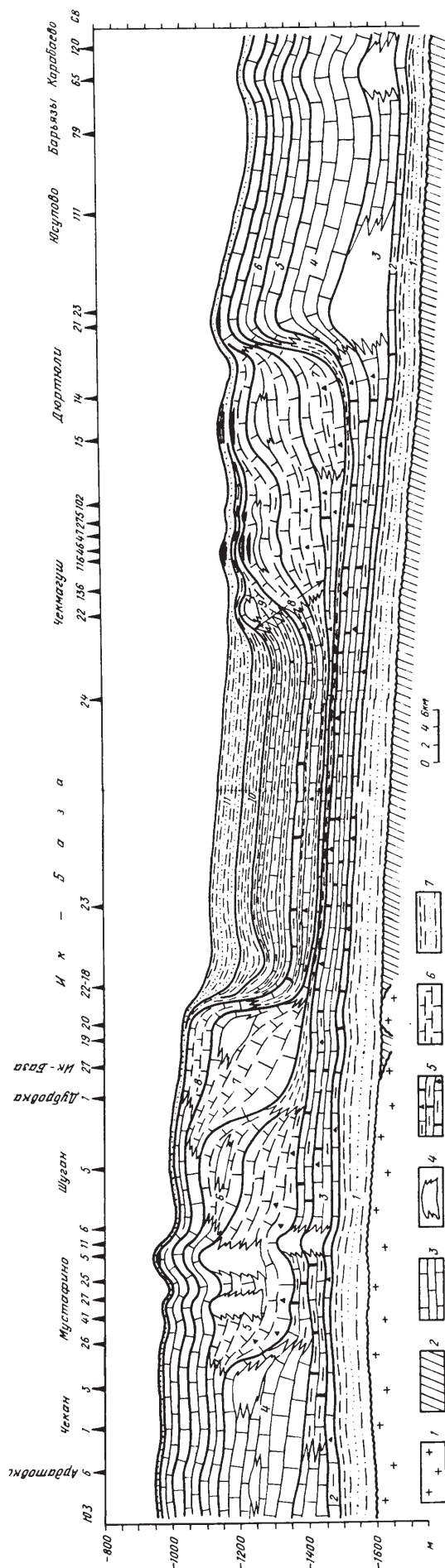
В Прикаспийской впадине широко развиты нефтегазоматеринские породы по разрезу фанерозоя. Одновременно в кенкиякской зоне нефтегазонакопления выявлено проникновение нефтей из подсолевых отложений в надсолевой комплекс пермских отложений. Из-за слабой геохимической изученности РОВ и нефтей в отложениях фанерозоя Прикаспийской впадины выявить общие закономерности формирования месторождений в ее пределах в настоящее время весьма затруднительно. Если в Балтийской синеклизе решающим фактором асинхронности залежей и нефтегазоматеринских пород является отсутствие благоприятного сочетания НГМП и коллекторов в изученной части суши бассейна, то в Днепровско-Донецкой впадине, Волго-Уральской и Тимано-Печорской провинциях более широкое распространение по разрезу залежей нефти и газа по сравнению с нефтегазоматеринскими породами следует увязывать с вертикальной миграцией углеводородов, что подтверждается результатами геохимических исследований нефтей и газов. Из приведенных данных также видно, что вертикальная миграция для формирования основных промышленных скоплений нефти и газа имела второстепенное значение. Как правило, в процессе вертикальной миграции формировались мелкие залежи газа (за исключением Шебелинки и Оренбургского месторождений) и, реже, нефти. Из приведенного материала следует сделать вывод, что основным видом миграции нефти и газа в отложениях фанерозоя в пределах Восточно-Европейской платформы была латеральная миграция.

В заключение следует остановиться на роли тектонического развития при формировании крупных месторождений газа и газоконденсата, выявленных в пределах Восточно-Европейской платформы. Особенности формирования крупных скоплений УВ на территории Тимано-Печорской провинции могут быть рассмотрены на примере Вуктыльского газоконденсатного месторождения. Вуктыльское месторождение имеет размеры 85 × 3—6 км, амплитуду 1500 м и осложнено надвигом по западному крылу. Месторождение содержит основную газоконденсатную залежь в карбонатных отложениях сакмаро-серпуховского возраста и небольшую залежь в терригенных отложениях бобриковского горизонта визейского яруса.

К концу пермского времени отложения нижнепермского возраста во внутренней зоне прогиба были погружены на глубину в 3—4 км и находились в термобарических условиях, благоприятных для генерации УВ. Основной продуцирующей толщей являлись, вероятно, сероцветные верхнеартинские аргиллиты и мергели, достигавшие мощности 1500 м в восточной части прогиба и содержащие повышенные концентрации РОВ (C_{org} до 6%) преимущественно гумусового состава. Устойчивое прогибание обеспечи-



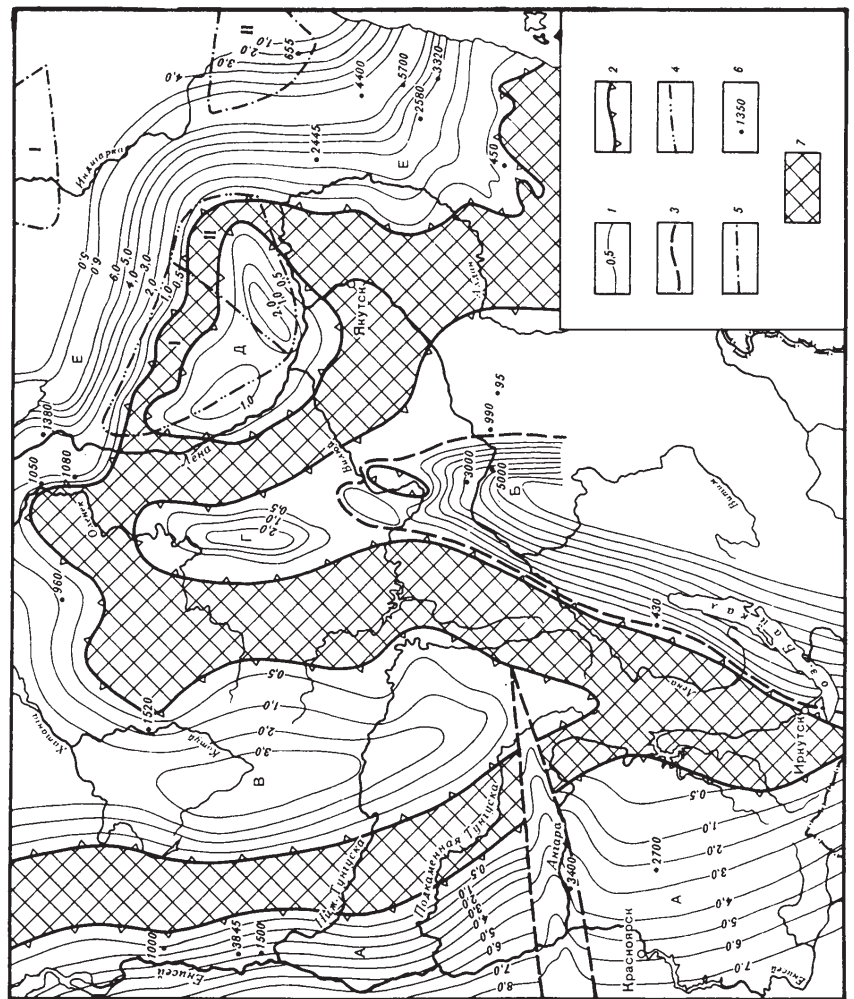
К статье С.П. Максимова
 Рис. 2. Распространение нефтегазоматеринских пород и промышленной нефтегазоносности по разрезу отложений Восточно-Европейской платформы. Вертикальный масштаб для докембрия превышает масштаб для фанерозоя в 24 раза
 1 — состав органического вещества; 2 — продуктивные отложения; 3 — нефтегазо-материнские породы



К статье Р.Г. Гарецкого, Л.Г. Кирюхина и др.

Рис. 5. Геологический разрез Актыньш-Чиминского прогиба, Камско-Кинельской системы

1 — фундам.; 2 — рифейско-вендский комплекс; 3—7 — отложения; 3 — карбонатные нормально-слоистые мелководно-шельфовые, 4 — биогермальные, 5 — кремнисто-битуминозно-глинисто-карбонатные относительно глубоко-водные доминанного типа, 6 — биогермальные и глинисто-карбонатные клиноформные, 7 — песчано-глинистые. Ком-плексы (цифры на разрезах): 1 — афеллоидно-сваргевские, 2 — доминантные (семиулитовые), 3 — мегидальско-верхне-френские, 4 — нижнефренские, 5 — верхнефренские, 6 — аэрозольские, 7 — малевско-улитинские, 8 — черепетьско-кизловские, 9 — верхнекизловские, 10 — эловские, 11 — радевско-бобринковские



К статье В.Ф. Горбачева

Рис. 3. Палеотектоническая схема Сибирской платформы на начало эоценового времени

1 — изопахты рифейских отложений, км; 2 — границы рифейских осадочных бассейнов; 3 — глубины залегания; 4 — границы микроконтинентов; 5 — давление (рифейский); 6 — мощность рифейских отложений, км; 7 — области разломов. Микроконтиненты: 1 — Колымский, 2 — Охотский, 3 — Восточно-Сибирский, 4 — Туранский-Саянский, 5 — Байкало-Патомский, 6 — Внутреннеконтинентальный (В — Тунгусский, Д — Мархино-Оленегский, Г — Усть-Вимойский), периконтинентальные материковых окраин (Е — Хараулак-Майский).

ло активную генерацию УВ и интенсивное отжатие седиментационных вод вместе с растворенным в них газом в верхнюю часть артинских отложений, представленных высокопористыми карбонатами, под сульфатную покрывку кунгурского яруса. На этом этапе на месте современного Вуктыла, вероятно, уже существовала крупная древняя ловушка, о чем свидетельствует установленное сейсморазведкой наличие поднятия в автохтоне Вуктыльской складки. В этой ловушке сформировалась первичная залежь, возможно газоконденсатно-нефтяного состава, так как значительные объемы поступавшего газа уже на этом этапе способствовали растворению генерировавшихся жидких УВ в газе.

В послетриасовое время произошла резкая активизация тектонических движений с образованием надвигов и шарьяжей и связанных с ними антиклиналей, одной из которых является складка в пермско-каменноугольных отложениях в аллохтоне Вуктыльской площади, надвинутая своим сводом на поднятие в автохтоне. В результате резкого подъема из высокоминерализованных пластовых вод (минерализация до 256 г/л), предельно насыщенных газами (в настоящее время газонасыщенность составляет $3,1 \text{ м}^3/\text{м}^3$ при $P_{\text{нас}} = 330 \text{ кг/см}^2$, близком к $P_{\text{пл}} = 380 \text{ кг/см}^2$ на уровне ГВК), выделялись огромные порции газообразных УВ, произошло дополнительное растворение нефти в газе с образованием газоконденсатного флюида и заполнением до гидравлического замка новообразованной ловушки с оттеснением нефти в оторочку. На наличие нефти и участие ее в образовании газоконденсатного флюида указывают прерывистая нефтяная оторочка переменной мощности (до 21 м) в приконтактной зоне, а также нефтяные скопления в виде линз и карманов внутри самой продуктивной толщи.

Более сложный механизм формирования, чем Вуктыльское месторождение, имели Оренбургское газоконденсатное, Астраханское и Шебелинское газовые месторождения. Однако в механизме их формирования прослеживается генетическое родство: образование гигантских скоплений за счет выделения углеводородных газов из подземных вод в периоды снижения пластовых давлений.

Имеющиеся данные показывают возрастание как общей минерализации, так и газонасыщенности пластовых вод девона, карбона и нижней перми с севера на юг Волго-Уральской провинции, т.е. к Прикаспийской впадине. Обогащение пластовых вод углеводородным газом палеозоя происходит постепенно, по мере их движения от областей питания к областям разгрузки. Растворимость природного газа в воде варьирует от $0,712 \text{ м}^3/\text{м}^3$ при 28 кг/см^2 до $3,918 \text{ м}^3/\text{м}^3$ при $140\text{--}420 \text{ кг/см}^2$. Следовательно, можно утверждать, что большая часть газа, образовавшаяся из РОВ в породах, могла ремигрировать в водном растворе на стадии первичной миграции. Учитывая, что растворимость газа в пластовых водах в несколько раз превышает растворимость нефтей, не трудно объяснить дефицит газа в центральных районах Волго-Уральской провинции и его огромную концентрацию в пластовых водах девона, карбона и нижней перми в прибортовой зоне и во внутренней части Прикаспийской впадины.

Пластовые воды отложений девона и карбона в западных, северных и восточных внешних обрамляющих районах Прикаспийской впадины характеризуются высокой газонасыщенностью (до $1200\text{--}1500 \text{ см}^3/\text{л}$ и более) с общим закономерным ее увеличением в направлении внутренних прибортовых частей. Общая упругость газа в этих районах достигает гидростатического давления. Состав газов преимущественно угле-

водородный при содержании гомологов метана до 10% и выше. Судя по имеющимся данным, и во внутренних структурных прибортовых зонах Прикаспийской впадины широко развиты пластовые воды с углеводородным составом газов, с высокой газонасыщенностью и предельной упругостью (до 300–400 кг/см² и более).

Количество воднорастворенных газов в отложениях девона, карбона и нижней перми Прикаспийской впадины. (принимая характерные параметры газовой составляющей пластовых вод) равно 300–400 трлн. м³ и более, а, по Е.В. Стаднику и В.Г. Козлову, — 664 трлн. м³.

Данные глубокого бурения, проведенного в последние годы, полностью опровергли бытовавшие ранее представления (М.М. Чарыгин, М.П. Казаков, Ю.М. Васильев и др.) об унаследованном прогибании отложений фанерозоя на протяжении всей геологической истории развития Прикаспийской впадины.

Крупные воздымания в западном и северном обрамлении Прикаспийской впадины фиксируются на рубеже силура-девона, на северо-востоке обрамления — девона-карбона, повсеместно в бортовой зоне — на рубеже верхнего карбона-ранней перми. Крупные воздымания и перестройка структурного плана отмечаются также на рубеже позднего мезозоя-раннего палеогена и позднего палеогена-неогена.

В северной прибортовой зоне в ее внешнем обрамлении на всем протяжении поздней перми и мезозоя-кайнозоя оставалась приподнятой Пугачевская вершина. В восточной части северного обрамления впадины крупные региональные перерывы приходятся на рубежи триаса и юры, юры и мела, палеогена и неогена. Здесь из разреза выпадают верхи триаса, нижняя и частично средняя юра, верхи верхней юры — низы мела, большая часть неогена; плиоцен с глубоким размывом залегает на различных горизонтах палеогена и мезозоя.

Величины региональных воздыманий из-за в основном локального распространения отложений многих подразделений мезозоя и кайнозоя оценить трудно, но во всяком случае они превышали сотни метров.

Особенности геологического развития наложенного Прикаспийского нефтегазоносного бассейна и изложенные выше палеотектонические и газогидрохимические данные позволяют заключить, что главным процессом формирования газовых месторождений внешних и внутренних прибортовых частей Прикаспийской впадины, а также Оренбургского месторождения является широкомасштабная дегазация предельно насыщенных углеводородными газами пластовых вод подсолевых продуктивных отложений при активных (контрастных) крупных положительных тектонических подвижках отдельных блоков впадины. В этих условиях происходят региональное снижение в водоносных толщах пластовых давлений и выделение огромных количеств воднорастворенных газов в свободную фазу с дальнейшей их аккумуляцией в ловушках блоковых структур и в структурах прилегающих районов.

Количественная оценка возможных масштабов выделения водорастворенных газов при региональных положительных (инверсионных) блоковых движениях в Прикаспийской впадине составляет порядка 35 трлн. м³.

В результате указанных процессов в коллекторы отдельных древних структур впадины поступали весьма большие количества газов. Причем подобное образование масс свободных газов в геологической истории Прикаспия могло повторяться неоднократно. При этом необходимо учитывать, что существенная часть газов могла по пути миграции рассеяться до их аккумуляции в ловушках.

Необходимо отметить, что значительное количество свободных газов из внутренних районов впадины мигрировало в процессе инверсии и при последующих тектонических движениях в ее прибортовые части, в частности в пределы Оренбургского, Степновского валов, Тепловскую, Приволжскую структурные зоны, Астраханский свод и др.

Формирование Оренбургского газоконденсатного месторождения происходило стадийно. Залежь нефти в среднекаменноугольных — нижнепермских отложениях формировались в позднеартинское — раннекунгурское время. Разрушение нефтяной залежи, вероятно, произошло в середине — конце кунгура. Основная массивная газоконденсатная залежь Оренбургского месторождения сформировалась в позднем мелу — раннем палеогене. Предпалеогеновое воздымание бортовой зоны Прикаспия, проявившееся особенно сильно во внутренней ее части, обеспечило выделение огромных количеств газа из подземных вод и накопление его в отложениях нижней перми, среднего и нижнего карбона, девона. Газ проникал в уже сильно разрушенные залежи, расположенные в среднекаменноугольной — нижнепермской толще, с "нефтями", обедненными летучими компонентами. Видимо, это обусловило крайне низкое содержание конденсата — соприкосновение с нафтидами не обогатило газ жидкими компонентами.

Аналогичная гидрогеохимическая обстановка наблюдается также в Днепровско-Донецкой впадине, где минерализация, метаморфизация и газонасыщенность пластовых вод постепенно возрастает с северо-запада на юго-восток, т.е. в сторону Донбасса.

Подъем территории Донбасса (по Б.Д. Гончаренко) начался в раннепермское время (по другим данным — в конце позднего карбона). Прилегающая юго-восточная часть Днепровско-Донецкой впадины в это время активно прогибалась, отлагались песчано-глинистые породы, а затем ангидриты, доломиты, каменная соль, что свидетельствует об обособлении морского бассейна, превращении его в лагуну. К началу поздней перми (заальская фаза) произошел интенсивный подъем Донбасса и этими движениями оказалась захвачена Днепровско-Донецкая впадина.

Инверсионные предпозднепермские движения на юго-востоке впадины проявились весьма неравномерно. В районе так называемых открытых структур и южной прибортовой зоны их амплитуда составила 1,5–2 км и более. В северной прибортовой зоне и на Шебелинской площади амплитуда этих движений, вероятно, не превышала десятков метров. Значительные инверсионные движения имели место на расстоянии 20–25 км от Шебелинского поднятия.

Вслед за заальскими движениями на границе поздней перми и триаса в Донбассе произошли пфальцские движения, нашедшие отголосок в Днепровско-Донецкой впадине.

Альпийский тектогенез особенно ярко проявился на границе между поздним мелом и палеогеном. Предпалеогеновые движения оставили свой след и в Днепровско-Донецкой впадине, особенно на крайнем юго-востоке, где палеогеновые отложения залегают с резким угловым несогласием и иногда находятся в контакте с каменноугольными образованиями. Амплитуду предпалеогеновых инверсионных движений можно оценить для районов, прилегающих к Донбассу, не менее 1000–1500 м.

При таких мощных восходящих движениях дегазация насыщенных газами пластовых вод резко увеличивается, что улучшает и их аккумуля-

мулирование в ловушках древнего заложения. Как известно, такого типа ловушкой является Шебелинская структура, в основании которой находится соляной купол девона. Амплитуда Шебелинской брахиантиклинали по продуктивным отложениям в преднеогеновое время достигала 1100 м. Вероятно, в период инверсии пород палеозоя и формирования Донбасса произошло образование трещиноватого типа коллектора в отложениях верхнего карбона и нижней перми, что создало благоприятные условия для формирования массивного типа залежи (при надежной покрышке) в этих отложениях за счет в основном дегазации пластовых вод среднего и нижнего карбона. Учитывая, что содержание конденсата в газе Шебелинского месторождения в среднем составляет около 42 г/м³, можно предположить, что формирование массивной залежи этого месторождения произошло за счет дегазации пластовых вод среднего карбона, содержащих в основном сухой газ. Меньшим оказался подток жирных газов, выделившихся из пластовых вод нижнего карбона.

Объем выделившихся газов из пластовых вод Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадин в несколько десятков раз превышает промышленные запасы Оренбургского, Степновского, Коробковского, Астраханского, Шебелинского, Западно-Крестищенского и других выявленных месторождений газа.

Приведенные научные обоснования дают возможность прийти к выводу об универсальности формирования крупных и гигантских скоплений газа и газоконденсата за счет выделения углеводородных газов из пластовых вод в периоды воздымания (инверсии) соответствующих частей нефтегазоносных бассейнов.

УДК 553.98:551.24 (47)

В.А. КЛУБОВ, Н.А. КРЫЛОВ, О.М. МКРГЧЯН

РАЗМЕЩЕНИЕ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА НА ДРЕВНЕЙ ПЛАТФОРМЕ В СВЯЗИ СО СТАДИЙНОСТЬЮ ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Известны шесть главных природных факторов, взаимодействие которых вызывает в тех или иных масштабах процессы нефтегазообразования, нефтегазонакопления и регулирует размещение залежей нефти и газа в земной коре: это длительное прогибание седиментационных бассейнов, цикличность осадконакопления в них, термобарические воздействия на РОВ и генерация УВ, тектоническая дифференциация структуры НГБ, гидродинамика миграционных процессов и сохранность скоплений УВ. В ряду этих факторов со стадийностью и сменой режимов тектонических движений наиболее тесно связаны два: цикличность и тектоническая дифференциация. Оба они действуют на фоне общего относительного прогибания дна бассейна седиментации.

Прогибание и, как следствие, формирование палеовпадин (элементарные осадочные бассейны) служат одной из главных предпосылок образования внутри их контуров региональных ареалов нефтегазоносности в тех случаях, когда эти бассейны являются нефтегазоносными, т.е. в

них происходит генерация и накопление УВ в сингенетично-нефтегазоносных формациях.

Это можно иллюстрировать на примере палеозойских нефтегазоносных комплексов восточной части Русской плиты. Здесь западные границы региональных ареалов нефтегазоносности в различных палеозойских комплексах (т.е. в отдельных нефтегазоносных суббассейнах) расположены в целом независимо относительно современных крупных структур поверхности фундамента и осадочного чехла и пересекают различного рода тектонические формы. Особо следует подчеркнуть, что региональные ареалы промышленных залежей нефти и газа в палеозойском плитном чехле размещаются без всякой избирательности к древнейшим, в основном доплитным глубинным структурам восточной части платформы — авлакогенам и погребенным щитам, синеклизам и антеклизам, выступам и впадинам. Положение указанных ареалов подчиняется иным региональным зависимостям, которые выявляются при историко-геологическом подходе к их исследованию, в процессе изучения стадийности в развитии древней платформы.

В позднем протерозое и раннем—среднем палеозое на востоке Русской плиты сформировались Воронежская и Волго-Уральская антеклизы, окаймленные областями глубоких и длительных прогибаний, выполненных мощными толщами осадков. На этапе девонского терригенного осадконакопления на указанные древние глубинные структуры не согласно наложилась первая в палеозое крупнейшая Камско-Бузулукская палеосинеклиза, окаймленная региональными системами выступов и поднятий. Синеклиза включала две крупные впадины, представлявшие собой области наиболее значительного накопления осадков (эйфельско-нижнефранские элементарные осадочные бассейны). По геохимическим данным, главный очаг генерации УВ связан с южным более крупным Радаевско-Бузулукским бассейном. Общий ареал нефтегазоносности терригенной девонской формации не выходит за пределы Камско-Бузулукской палеосинеклизы, представляющей, таким образом, палеотектоническую основу эйфельско-нижнефранского нефтегазоносного бассейна. В позднем девоне—турне на указанную палеосинеклизу и контролируемые ею осадочные суббассейны наложилась Камско-Кинельская система некомпенсированных прогибов (нефтегазогенерировавшие осадочные суббассейны) и региональных биогермно-карбонатных шельфов (основные области нефтегазонакопления). В средне-позднекаменноугольное время область осадконакопления на востоке Русской плиты значительно расширилась, а зоны максимальных опусканий захватили Приуралье и миогеосинклиналию область Урала. В раннепермское время области наибольших прогибаний, сопровождавшихся формированием некомпенсированных впадин и приуроченных к ним депрессионных (доманикового типа) осадков, располагались на востоке, в пределах Предуральского прогиба и на юге, в Бузулукской впадине.

Таким образом, общий (суммарный по всем нефтегазоносным формациям) ареал распространения залежей нефти и газа на древней платформе контролируется сменяющими одна другую, часто не совпадающими по местоположению областями относительно длительного прогибания земной коры — впадинами, представляющими собой части палеозойских областей осадконакопления. Именно такие палеовпадины, в которых накапливались сингенетично-нефтегазоносные формации, рассматриваются в качестве нефтегазоносных суббассейнов.

Пространственное размещение скоплений УВ внутри регионального

ареала в каждом из смежных сингенетично-нефтегазоносных комплексов не одинаково в плане и контролируется структурными формами различных морфолого-генетических типов. Эти различия — следствие стадийного тектонического развития Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, что реально проявляется в цикличности осадконакопления и в стадийности тектонической дифференциации отложений этих комплексов.

Связь нефтегазообразования с цикличностью осадконакопления как геологическим процессом заключается в проявлении нескольких крупных трансгрессивно-регрессивных циклов осадконакопления, обуславливающих повторяемость в разрезе НГБ сингенетично-нефтегазоносных комплексов, коллекторских и экранирующих толщ. Геохимический аспект этого процесса заключается в периодическом возобновлении эмиграции УВ из сингенетично-нефтегазоносных комплексов при погружении каждого из них на глубину, соответствующую необходимому уровню катагенеза. Поэтому повторяемость циклов повышает общий нефтегазоносный потенциал бассейна. При этом достоверно установлено, что во всех случаях формации, обогащенные органическим веществом, чаще приурочены к трансгрессивным частям циклов и, как правило, редко встречаются в регрессивных частях [Успенская, 1967; Максимов и др., 1972; и др.]. Это одна из закономерностей нефтегазообразования, носящая всеобщий характер. Она может быть прослежена на примерах как древних и молодых плит, так и геосинклинальных областей [Крылов, Корж, 1978]. Циклы осадконакопления и цикличность нефтегазообразования при этом зависят не столько от стадийности тектонического развития региона, сколько от размаха в нем и частоты колебательных движений широкого регионального охвата.

Проблема цикличности очень широка по содержанию, сравнительно хорошо разработана, имеет самостоятельное значение и поэтому лишь отчасти затрагивается в настоящей статье.

Нефтегазонакопление и пространственное размещение залежей нефти и газа в большей мере обусловлены другими зависимостями, значительно теснее связанными именно со стадийностью тектонического развития. Они вызваны спецификой тектонической и палеогеоморфологической дифференциации сменяющих друг друга во времени сингенетично-нефтегазоносных комплексов и унаследованием каждым из них некоторых тектонических черт предшествовавшего этапа. Основным результатом этого процесса заключается в том, что последовательная, от стадии к стадии тектоническая дифференциация приводит к смене генетических типов и пространственного размещения зон нефтегазонакопления в разрезе ряда смежных сингенетично-нефтегазоносных комплексов.

Структурные соотношения между зонами нефтегазонакопления складываются в процессе стадийного тектонического развития региона. Задача состоит в том, чтобы раскрыть механизм формирования парагенезов структур и ловушек в условиях их самостоятельного одновременного латерального и вертикального группирования, руководствуясь построением общей и частных моделей развития участка земной коры, так как именно эти модели в первую очередь определяют избирательность поэтажного и поэтапного заполнения ловушек нефтью и газом в процессе миграции и закономерности их пространственного размещения.

В настоящее время в объеме осадочного чехла древних платформ большинство исследователей выделяют преимущественно два составляющих их крупных структурных комплекса — доплитный (авлакогенный,

или промежуточный) и плитный, отражающие главные стадии развития платформ. Делаются попытки подразделения доплитного комплекса на два самостоятельных мегакомплекса, выраженных в понятиях о квази- и катаплатформенных чехлах, или авлакогенном и промежуточном, и выделения в последнем случае трех основных стадий тектонической эволюции древних платформ.

Геолого-геофизическая освещенность доплитного комплекса Восточно-Европейской платформы и особенно Русской плиты все еще находится на невысоком уровне. В связи с этим представления об основных этапах осадконакопления и формировании главных типов тектонических структур в доплитную стадию носят весьма схематический характер. Отметим лишь вероятность в ряде случаев наследования рифейскими авлакогенами древних протогеосинклинальных трогов доавлакогенной стадии развития (раннепротерозойской — ?) [Валеев и др., 1969]. Для собственно авлакогенной рифейско-ранневендской стадии характерна генетическая связь перикратонных опусканий и авлакогенов в пригеосинклинальной зоне плиты [Клубов, 1973]. Эта стадия в целом характеризуется преобладанием динамической обстановки растяжения земной коры.

Начало плитной стадии знаменуется формированием на ее первом крупном поздневендском этапе первичных платформенных синеклиз, которые не были в прямом смысле унаследованы от рифейских авлакогенов, а представляли собой формы, наложенные на всю систему рифтов и полигональных блоков, сложившуюся в конце доплитной стадии. Возможно, на этом этапе уже проявились напряжения сжатия.

Следующий крупный этап накопления осадков плитного чехла, отделенный от предыдущего длительным ранне-среднепалеозойским континентальным перерывом и характеризующийся началом формирования типичных платформенных антеклиз и синеклиз и зон нефтегазонакопления различных типов, соответствует среднедевонско-раннекаменноугольному трансгрессивно-регрессивному циклу. Начало этого цикла, как и предшествовавшего поздневендского, также сопровождалось образованием крупных синеклиз, наложенных на более древние структуры. Весьма характерной являлась уже упоминавшаяся ранее наложенная Камско-Бузулукская палеосинеклиза, сформировавшаяся в восточной части Русской плиты в течение первой трансгрессивной фазы цикла — в эйфельско-раннефранский его этап. Эта палеосинеклиза и ее бортовые зоны вмещают региональный Волго-Уральский ареал промышленной нефтегазоносности эйфельско-нижнефранской терригенной сингенетично-нефтегазоносной формации. На этом этапе снова происходит формирование различных грабеновых форм и сбросов, характеризующих геодинамическую обстановку растяжения земной коры.

Начало следующего среднефранско-раннефаменского этапа ознаменовалось кардинальной сменой типов дислокаций и динамической обстановки. Полностью прекратили развитие и перешли в погребенное состояние грабеновые формы, а на смену им пришли линейные флексурные складки, возникшие в обстановке сжатия над прибортовыми зонами рифейских или эйфельско-раннефранских грабенов (крупного или среднего размера).

На среднефранско-раннефаменском этапе Камско-Бузулукская палеосинеклиза претерпела существенную тектоническую перестройку, в частности связанную с возрождением некоторых рифейских тектонических швов. Это обусловило наложенный относительно ряда региональных

тектонических форм указанной синеклизы характер размещения новообразованных некомпенсированных прогибов Камско-Кинельской системы. Одновременно это вызвало изменение типа и размещения зон генерации углеводородов и зон нефтегазоаккумуляции.

Заключительный этап среднедевонско-раннекаменноугольного цикла, завершившегося в ранневизейское время относительно кратковременным континентальным перерывом, характеризовался постепенным затуханием тектонической дифференциации.

Начало нового крупного тектоно-седиментационного визейско-раннепермского цикла вновь ознаменовалось коренным изменением положения основных зон опускания (крупные впадины), резко сместившихся на восток к Уралу и на юг в Прикаспий. Камско-Бузулукская палеосинеклиза оказалась практически полностью тектонически переработанной, за исключением ее самой южной части, и перешла в погребенное состояние. Вместе с тем средне-позднекаменноугольные и раннепермские впадины, по крайней мере восточная Приуральская, как и области максимальных опусканий, формировавшиеся на начальных этапах более ранних циклов, также обнаружили резко наложенный характер относительно региональных структур предшествующего среднедевонско-ранневизейского этапа. Это закреплено в современных резко несогласных в плане соотношениях Предуральского краевого прогиба с погребенными прогибами Камско-Кинельской системы и другими более древними региональными палеоформами. Вместе с областями основных прогибаний (впадины) мигрировали и зоны преимущественного накопления органического вещества и вероятной генерации углеводородов, что обусловило появление новых контуров ареалов сингенетичной нефтегазоносности.

Наложенный тип свойствен также и остаточным мезозойско-кайнозойским впадинам восточной части Русской плиты, лишенным промышленной нефтегазоносности.

Таким образом, одним из важнейших результатов стадийно-направленного развития древней плиты и циклического литогенеза явился наложенный характер областей основных прогибаний, развившихся на начальных этапах каждого нового цикла, относительно структур предыдущего. Это в первую очередь определило отсутствие полного подобия в размещении и форме региональных ареалов промышленной нефтегазоносности ряда сингенетично-нефтегазоносных комплексов. Вторая важная черта заключается в том, что в каждом из таких комплексов размещение залежей нефти и газа и зон нефтегазоаккумуляции определяется особенностями, расположения и характером пространственного группирования ловушек различного генезиса, часто не совпадающими в разных комплексах, а не крупными современными региональными формами — сводами и впадинами.

Пространственно-генетические общности залежей нефти и газа — зоны нефтегазоаккумуляции — в природных резервуарах образуют регионально обособленные ассоциации (системы) происхождения или, частично, сонахождения [Клубов, 1978], принадлежащие как латеральным, так и вертикальным рядам группирования ловушек. В первом случае ловушки происхождения образуются в составе одного и того же природного резервуара (сингенетично-нефтегазоносной комплекс) и генетически относятся к типам терригенно (или биогермно) - аккумулятивных, денудационно-аккумулятивных и эрозионно-останцовых (в процессе развития — эрозионно-тектонических) форм. Эти так называемые неантиклинальные ловушки охватывают обычно узкие стратиграфические интер-

валы, развиваются за короткий срок и в подавляющем большинстве носят погребенный характер. Генетически они наиболее тесно связаны с постадийной литолого-палеогеографической и палеогеоморфологической дифференциацией осадочного заполнения НГБ.

К ассоциациям ловушек сопроисхождения относятся также вертикальные ряды группирования, охватывающие несколько смежных сингенетично-нефтегазоносных комплексов или весь осадочный разрез бассейна. Это разного рода дислокации — складки и локальные поднятия конили постседиментационного развития, относящиеся по типу к тектогенным (антиклинальные ловушки). Они чаще всего принадлежат к сквозным структурам. Тектоническое развитие таких ловушек обычно проявляется в неравномерном по величине и знаку изменении во времени их амплитуд, а пространственное размещение обусловлено региональным планом распределения тектонических напряжений в целом и в каждом отдельном блоке земной коры. Чаще всего эти напряжения разряжаются формированием региональной сети разломов, которым в своем размещении и подчиняются системы дислокационных ловушек, составляющих зоны нефтегазонакопления.

Тектонические зоны нефтегазонакопления могут пересекать разные на разных стратиграфических уровнях зоны атектогенного типа. В узлах пересечения таких зон образуются сложные или комбинированные ловушки. Это ловушки (и зоны) сонахождения.

Следовательно, в отдельных сингенетично-нефтегазоносных комплексах или в структурных этажах существуют самостоятельные пространственно-обособленные зоны нефтегазонакопления тектогенного или палеогеоморфогенного типа, проекции которых могут соотноситься по-разному: не совпадать, пересекаться в плане, частично или полностью совпадать между собой, образуя в последних случаях зоны комбинированного типа. На фоне постадийного развития платформенного чехла все эти зоны нефтегазонакопления характеризуются рядом отличительных черт, которые могут быть наиболее четко вскрыты с помощью некоторых основных моделей.

Первая модель характеризует условия развития сквозных практически по всему разрезу НГБ тектогенных зон нефтегазонакопления [Мкртчян, 1976]. Пространственно и генетически они связаны с рифейскими грабенами и с эйфельско-нижнефранскими унаследованными или наложенными на эти последние крупными и средними грабенообразными палеоструктурами.

Развитие ассоциаций тектогенных ловушек (флексурные складки) проходит две стадии: начальную — растяжение (образование грабена) и конечную — сжатие, вследствие чего развивается до четырех типов валов: внутриграбеновых и надграбеновых, прибортовых и надбортовых. Со стадией сжатия связано также формирование линейно-прерывистых цепочек поздних горстовидных поднятий. Еще два типа тектогенных зон нефтегазонакопления связаны со структурами растяжения — пашийско-кыновскими микрограбенами и остаточными (ранними) горстообразными формами. Других типов тектогенных зон на древней платформе не обнаружено.

Второй ряд включает ловушки аккумулятивного и эрозионного типа. Терригенные песчаные аккумулятивные ловушки и эрозионные формы формируются главным образом на начальном трансгрессивном и заключительном регрессивном этапах осадочного цикла. Карбонатные органогенные ловушки — различного рода постройки — образуются в

основном на средних этапах циклов, в условиях наиболее широких морских трансгрессий, и обычно сопровождают формирование некомпенсированных прогибов. Среди них различают маломощные шельфовые биогермы, сооружения барьерного типа и рифовые массивы островного и атолловидного кольцевого типа.

Шельфовые биогермы генетически связаны с региональными биогерм-но-карбонатными палеошельфами, закономерно приурочены к их внешним частям, которые характеризуются наибольшей мощностью слагающего карбонатного комплекса. Указанные постройки отсутствуют во внутренней (центральной) части палеошельфа, выделяющейся регионально сокращенными мощностями и стратиграфическим объемом отложений, составляющих шельф.

Сооружения барьерного типа, если они получают развитие, располагаются в краевой зоне шельфа, обращенной к некомпенсированному бассейну. Рифогенные постройки островного и атолловидного кольцевого типов распространены только в пределах некомпенсированных прогибов, где они размещаются в зависимости от конседиментационного палеогеоморфологического и палеотектонического расчленения дна бассейна.

Изложенное позволяет подчеркнуть, что стадийность тектонической эволюции древней платформы находит выражение в последовательной смене генетических типов не только крупных тектонических форм и осадочных бассейнов, обуславливая ход процессов нефтегазообразования, но и малых структур, играющих главную роль в нефтегазо-накоплении.

В связи с этим, помимо исследования главных стадий развития платформ, все более очевидной становится высокая научная и практическая значимость анализа существенно более дробных этапов тектонической эволюции и осадконакопления НГБ древних платформ.

ЛИТЕРАТУРА

- Валеев Р.Н., Клубов В.А., Островский М.Н. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы. — Сов. геол., 1969, № 4.
- Клубов В.А. Палеоструктурный анализ восточных районов Русской платформы. М.: Недра, 1973.
- Клубов В.А. Нефтегазоносные ловушки как система. — В кн.: Поисково-разведочные работы на нефть и газ. М., 1978. (Тр. ИГиРГИ; Вып. 17).
- Крылов Н.А., Корж М.В. Осадочные бассейны молодых платформ (эволюция и нефтегазоносность). — В кн.: Закономерности формирования и размещения нефтяных и газовых месторождений. М., 1978. (Тр. ИГиРГИ; Вып. 16).
- Максимов С.П., Еременко Н.А., Ботнева Т.И. и др. О цикличности процессов нефтегазообразования. — В кн.: Губкинские чтения. М.: Недра, 1972.
- Мкртчян О.М. О пространственно-генетической связи тектонических валов с грабенообразными палеоструктурами (на примере Куйбышевского Заволжья). — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 3.
- Успенская Н.Ю. Закономерности распространения нефтегазоносности в платформенном чехле Сибирско-Туранской и Западно-Европейской платформы. — В кн.: Генезис нефти и газа. М.: Недра, 1967.

Р.Г. ГАРЕЦКИЙ, Л.Г. КИРЮХИН, Н.Д. МАТВИЕВСКАЯ,
О.М. МКРТЧЯН, А.Е. ШЛЕЗИНГЕР

ГЛУБОКОВОДНЫЕ БАССЕЙНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С 50-х годов начали появляться первые сведения о присутствии в разрезе чехла платформ относительно маломощных глубоководных фаций. Более полно они описаны в специальных исследованиях М.М. Грачевского и др. В настоящее время палеозойские глубоководные бассейны установлены на территории Прикаспийской, Печорской впадин, Припятского прогиба и Волго-Уральской области (Камско-Кинельская система прогибов) и предполагаются в Днепровско-Донецком прогибе (рис. 1). Рассмотрению их строения, развития, возможных механизмов образования и соотношению с Уральской океанической структурой посвящена данная статья.

На территории Прикаспийской впадины проведен значительный объем сейсмических исследований различных модификаций, а по периферии пройдено много скважин, вскрывших на значительную мощность подсолевые докунгурские отложения палеозоя. Эти материалы позволяют достаточно объективно осветить принципиальные моменты строения и условий залегания пород подсолевого осадочного чехла впадины. По периферии Прикаспийской впадины в отложениях верхнего девона, карбона и докунгурской нижней перми намечается несколько мощных мелководных карбонатных комплексов (до тысячи и более метров), разделенных небольшими по мощности терригенными (рис. 2). Возрастной диапазон этих комплексов в разных районах ее периферии испытывает изменения. Карбонатные комплексы в сторону внутренней области резко утоняются в мощности, образуя до четырех разновозрастных бортовых уступов. Близ уступов фиксируются максимальные мощности карбонатных комплексов и наибольшее содержание в них биогермного материала. За уступом возрастные аналоги карбонатных комплексов сложены сероцветными терригенно-карбонатными глубоководными депрессионными фациями, мощность которых измеряется десятками, реже — сотнями метров. Напротив, терригенные комплексы за карбонатными уступами резко возрастают в мощности.

Мощность консолидированной коры на территории Прикаспийской впадины изменяется от 10 км в центральной части до 30–35 км по периферии. Зона, оконтуриваемая изопакетом 15 км, совпадает с наиболее прогнутой частью впадины по поверхности фундамента и подсолевому ложу. Здесь же, по данным сейсморазведки, осадочный чехол начинают мощные серии (до 8–10 км), по-видимому, рифея и нижнего палеозоя. Их распространение фиксируют преломляющий сейсмический горизонт $d_{oc}^{5,6}$ и отражающие горизонты, прослеживающиеся ниже горизонта P_3 . Сейсмические материалы показывают выклинивание этого комплекса к периферии впадины, и лишь на северо-западе он, вероятно, непосредственно переходит в рифейские образования Пачелмского прогиба. По сейсмическим данным, мощность вышележащего средне-верхнепалеозойского разреза осадочного чехла центральных районов Прикаспийской впадины оценивается в 2–4 км, в то время как по периферии — обычно более 5 км.

По поверхности фундамента, построенной по региональным материалам КМПВ, отчетливо вырисовываются западная и северная бортовые зоны

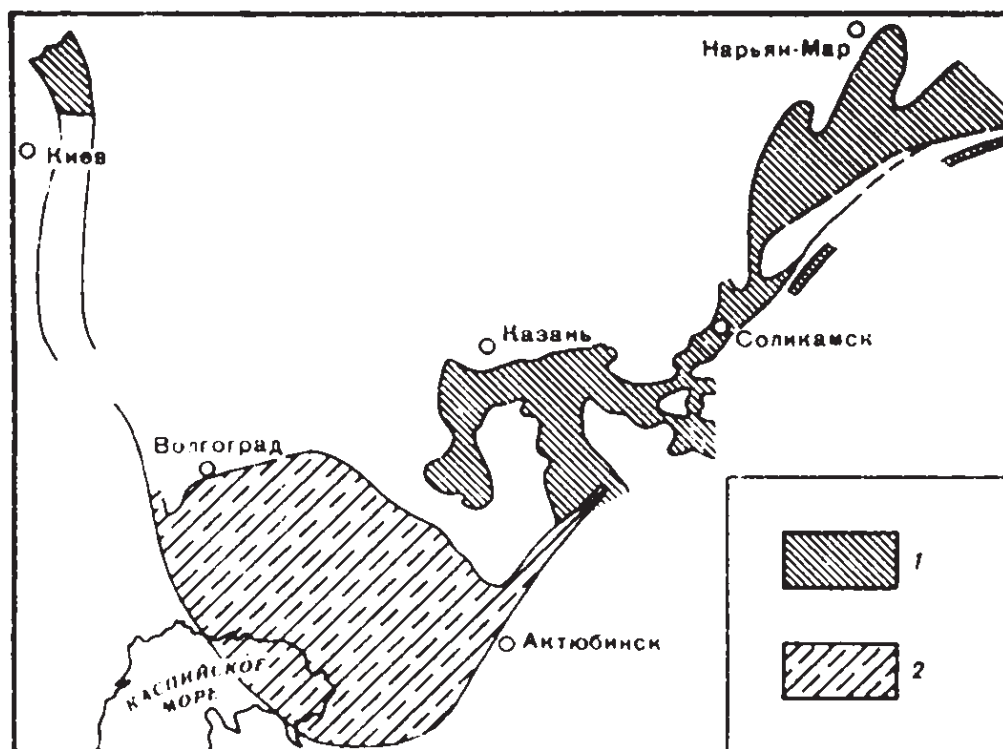


Рис. 1. Схема распространения глубоководных палеозойских бассейнов на территории Восточно-Европейской платформы
1 — позднедевонские—раннекаменноугольные; 2 — позднедевонские—раннепермские

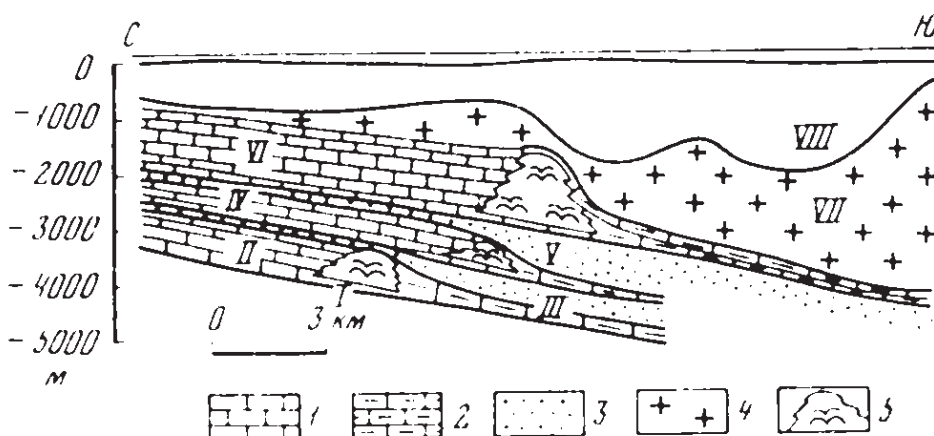


Рис. 2. Принципиальный геологический разрез северной бортовой зоны Прикаспийской впадины (Саратовская область)

Отложения: 1 — карбонатные мелководные, 2 — глинисто-карбонатные относительно глубоководные, 3 — терригенные, 4 — соленосные; 5 — рифовые массивы. Комплексы: I — терригенный среднедевонско-нижнефранский, II — карбонатный верхнедевонско-турнейский, III — терригенный малиновско-яснополянский, IV — карбонатный тульско-нижнебашкирский, V — терригенный верхнебашкирско-верхейский, VI — карбонатный надверейский, VII — соленосный кунгурский, VIII — верхнепермско-кайнозойский

Прикаспийской впадины, ширина которых достигает 75–80 км. Здесь эта поверхность погружается от 5–6 до 12–14 км. Наиболее глубокая часть Прикаспийской впадины несколько смещена к северной и западной бортовым зонам, где фундамент опущен до 20–23 км. Она вытянута в широтном направлении и только на западе меняет ориентировку на субмеридиональную. Сюда и востока наиболее погруженная часть впадины окружена полукольцом крупных окраинных поднятий, где поверхность фундамента залегает на глубинах 6,5–8 км. К востоку и югу от них поверхность фун-

дамента вновь испытывает погружение и у границ с погребенными складчатыми сооружениями Уральской системы и Южно-Эмбенской моногосинклинали расположена на глубине 10–12 км.

Поверхность подсолевого ложа (подошва кунгура) от относительно приподнятых участков Русской плиты испытывает пологое (до 10–15 м/к) погружение в сторону Прикаспийской впадины, на границе которой она повсеместно прерывается резким бортовым уступом. Его высота превышает 1000 м, а местами достигает 1500–1600 м. Наклон подсолевого ложа в пределах бортового уступа обычно составляет 20–30°, а на отдельных участках увеличивается до 45–50°. На востоке и юго-востоке Прикаспийской впадины намечается ступенчатое погружение подсолевого ложа в сторону ее внутренних районов. Ступени осложнены куполовидными и брахиантиклинальными поднятиями и мульдами, простирающимися преимущественно параллельно бортовой зоне. Они с запада и северо-запада ограничиваются флексурами и разломами. Полоса окраинных поднятий поверхности фундамента юго-востока и востока Прикаспийской впадины по поверхности подсолевого ложа отражения не получает. Здесь подсолевое ложе имеет небольшой уклон к северу и западу и вырисовывает пологое днище впадины. Наиболее прогнутая (до 9–10 км) зона смещена к северу и западу. Она в целом совпадает с районом максимального погружения поверхности фундамента.

Региональная структура надсолевого комплекса пород осложнена многочисленными солянокупольными дислокациями. При снятии последних [Волож, 1971] вырисовываются две депрессии, разделенные субширотным поднятием типа структурного носа. Осевая зона поднятия проходит вдоль северного побережья Каспия, а затем отклоняется к северо-востоку и раскрывается в сторону Подуральского плато. Юрско-палеогеновая южная депрессия занимает южную периферию Приуральской палеозойской впадины и является составной частью Северо-Устюртского прогиба.

Территория Прикаспийской впадины в рифейское и раннепалеозойское время представляла окраинную часть Восточно-Европейской платформы, в пределах которой шло формирование своеобразных доплитных структур. По-видимому, в конце раннего палеозоя на территории Прикаспийской впадины, как и на большой восточной части Русской плиты, наступил длительный перерыв в осадконакоплении, обширные пространства были приподняты и денудированы. В девонское время Прикаспийская впадина вновь представляла область осадконакопления. Со среднефранского времени в ее пределах отчетливо наметился глубоководный бассейн. Его образование, вероятно, связано с резким кратковременным опусканием, точную возрастную датировку которого в настоящее время наметить невозможно. В последующее средне- и позднепалеозойское время имело место еще несколько аналогичных кратковременных опусканий, расширивших площадь глубоководного бассейна. Общая величина этих погружений составила многие километры, и бассейн по своей морфологии, вероятно, был близок к современным глубоководным котловинам Черного и Средиземного морей. При карбонатном осадконакоплении в глубоководном бассейне отлагались маломощные фации. Их мощность зависела от терригенных примесей. Чем больше последних было в эпиконтинентальных карбонатах, тем большая мощность была у синхронных им депрессионных глубоководных осадков. Именно этим явлением, вероятно, обусловлено присутствие в глубоководных фациях надверейского разреза преимущественно верхнеартинских осадков, поскольку в отлагавшиеся карбонаты в этот отрезок времени поступило наибольшее количество терри-

генных примесей. При терригенном осадконакоплении, напротив, у континентального подножия происходило резкое раздувание их мощностей. Конусы выноса терригенного материала южной и восточной периферий Прикаспийской впадины разорвали кольцо карбонатных уступов, создав аккумулятивные склоны.

За бровкой континентального склона на акватории шельфа в условиях конседиментационного погружения шло формирование относительно мощных серий эпиконтинентальных осадков. На южной и восточной перифериях Прикаспийской впадины оно имело перикратонную природу, связанную с формированием сопряженных геосинклиналей. Перикратонное опускание привело к погружению на несколько километров поверхности кристаллического фундамента и создавало окраинную полосу остаточного приподнятого его залегания. Таким образом, эта приподнятая полоса разновозрастна. Ее северное и западное крылья возникли в рифейско-раннепалеозойское время, а южное и восточное — в среднепалеозойское.

В кунгурском веке глубоководный Прикаспийский бассейн начал быстро заполняться многокилометровыми толщами эвапоритов. Окончательная его компенсация произошла в позднепермское, а возможно, и в раннетриасовое время, когда он приобрел эпиконтинентальный характер. Вероятно, новая волна кратковременного погружения имела место в предкачагильское время, что привело к образованию в западных районах Прикаспия плоской наложенной Атрауской (Букеевской) синеклизы [Журавлев, 1972].

Припятский прогиб является наиболее изученной частью Припятско-Донецкого авлакогена. Здесь пробурены многие сотни скважин, вскрывшие породы фундамента и подсолевые отложения. Почти на всей его территории проведены площадные сейсмические исследования различных модификаций.

Глубоководные фации на территории Припятского прогиба обнаружены на стратиграфическом уровне верхнего франа и нижнего фамена. Они подстилаются мелководными сероцветными карбонатными отложениями саргаевского и семилукского горизонтов среднего франа, имеющими выдержанную мощность (60—70 м). На востоке Припятского прогиба с перерывом и несогласием на них или более древних образованиях залегает мелководный сульфатно-карбонатный комплекс алатырско-евлановских отложений верхнего франа (320 м). В центральной части прогиба этот комплекс замещается более глубоководными осадками, мощность которых сокращается (50—100 м).

Выше следует галогенный галитовый евлановско-ливенский комплекс верхнего фамена (до 1100 м). На северо-востоке этот комплекс и верхи алатырско-евлановских отложений замещаются вулканитами. Задонский и елецкий горизонты нижнего фамена на юге Припятского прогиба сложены карбонатно-терригенными породами (до 1000 м), на западе и севере прогиба состоят из карбонатных отложений (400—900 м), в которых развиты органогенные постройки. На крайнем северо-востоке распространены мелководные вулканиты основного состава (до 1000 м). В центральной части Припятского прогиба отложения задонского и елецкого горизонтов также замещаются относительно глубоководными депрессионными фациями доманикового типа (до 150—300 м). Они перекрываются галогенным калиеносно-галитовым комплексом елецкого и лебедянского горизонтов верхнего фамена, мощность которого достигает нескольких километров. На северо-востоке прогиба верхней соли соответствует вулканогенный (щелочно-ультраосновной—щелочно-базальтоидный) комплекс

пород. В вышележащем разрезе чехла Припятского прогиба мощностью до 3500 м глубоководные депрессионные фации не установлены.

По поверхности фундамента и подсолевым отложениям в пределах Припятского прогиба вырисовывается система разломов, главным образом субширотных, амплитудой до 2–3 км. Они создают сложное сочетание ступеней, выступов, горстов, грабенов, зон приразломных поднятий и опусканий. По более молодым слоям задонского и елецкого горизонтов в зонах перехода мелководных карбонатов в депрессионные фации устанавливаются бортовые уступы, наклон поверхности которых достигает 20–30°.

В среднем–позднем рифее и венде западная часть территории Припятского прогиба была вовлечена в прогибание субмеридиональной ориентации (Волынско-Оршанский прогиб) (рис. 3). После длительного перерыва в среднем девоне началось новое опускание, связанное с развитием Московской синеклизы (рис. 4). Территория Припятского прогиба представляла в это время ее далекую юго-западную периферию. Заложение собственно Припятского прогиба падает на алатырско-евлановское время позднего франа. В его центральной части наметилась относительно глубоководная котловина (до 100–200 м), обрамленная на северо-востоке – вулканическим, на севере – карбонатным, а на юге – терригенно-карбонатным мелководным шельфами. В евлановско-ливенское время резко усилились дифференцированные по разломам опускания, некомпенсированные накоплением соленосных толщ. Северо-восточный вулканический шельф играл роль барьера, изолировавшего солеродный бассейн Припятского прогиба. Накопление галогенного галитового комплекса происходило в условиях расчлененного дна бассейна, и первые соляные пласты (евлановского возраста) появились в наиболее погруженных некомпенсированных частях прогиба. Площадь распространения соляных пластов расширялась с каждым циклом; при этом наиболее широко развиты соляные пласты средней части комплекса, в его верхней части их площадь распространения сокращается. Галогенный галитовый комплекс выровнял рельеф дна бассейна.

В задонское время раннего фамена произошло новое резкое кратковременное опускание и вновь образовался глубоководный бассейн, открытый к востоку, в сторону Днепровско-Донецкого прогиба. В нем накапливались относительно маломощные карбонатно-глинистые осадки. На севере и западе он был обрамлен карбонатным шельфом, а на юге – карбонатно-терригенным свалом пород, образованным главным образом серией конусов выноса. Континентальные склоны этого глубоководного бассейна в большинстве случаев совпадали с разломами. Глубина бассейна, по-видимому, превышала 500–700 м.

Активные блоковые подвижки по разломам, амплитуда которых достигала 500–700 м, в условиях нехватки осадков привели к формированию расчлененного тектонического рельефа амплитудой в сотни метров. Это были преимущественно протяженные асимметричные гряды в рельефе дна, ориентированные в субширотном направлении и приуроченные к поднятым приразломным частям ступеней.

Тектонические выступы рельефа дна в пределах глубоководного бассейна и его склонов подвергались абразионной обработке в предъелецкое и предлебежанское время в процессе снижения уровня бассейна. Последнее произошло, видимо, в результате изоляции его вулканическими излияниями на востоке. Под действием абразии формировались довольно крутые (до 20–30°) абразионные эскарпы большой высоты (200–300, возможно, до 700 м), которые имели характер куэст или береговых уступов (кли-

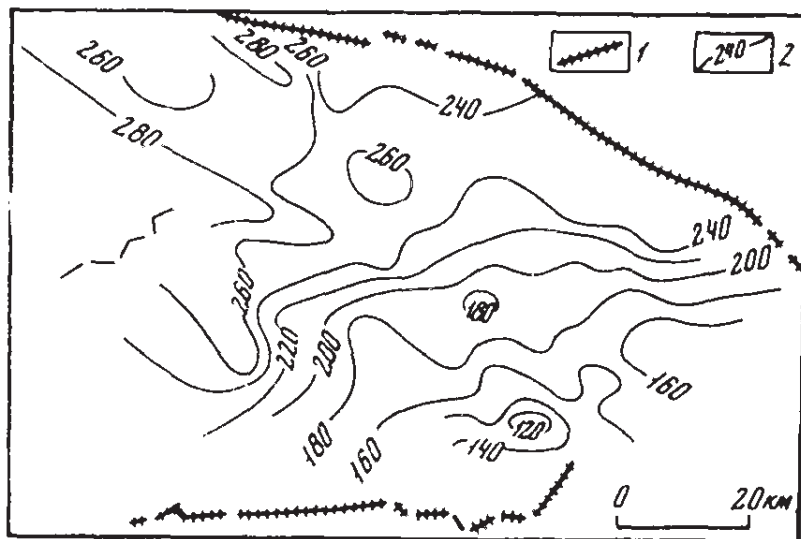


Рис. 3. Схема мощностей подсолевого терригенного комплекса (ляриуский, поровский и старооскольский горизонты среднего девона, пашийский и кыновский горизонты верхнего девона) Припятского прогиба, по И.И. Урьеву, А.П. Анпилову
1 — краевые разломы; 2 — изопахиты, м

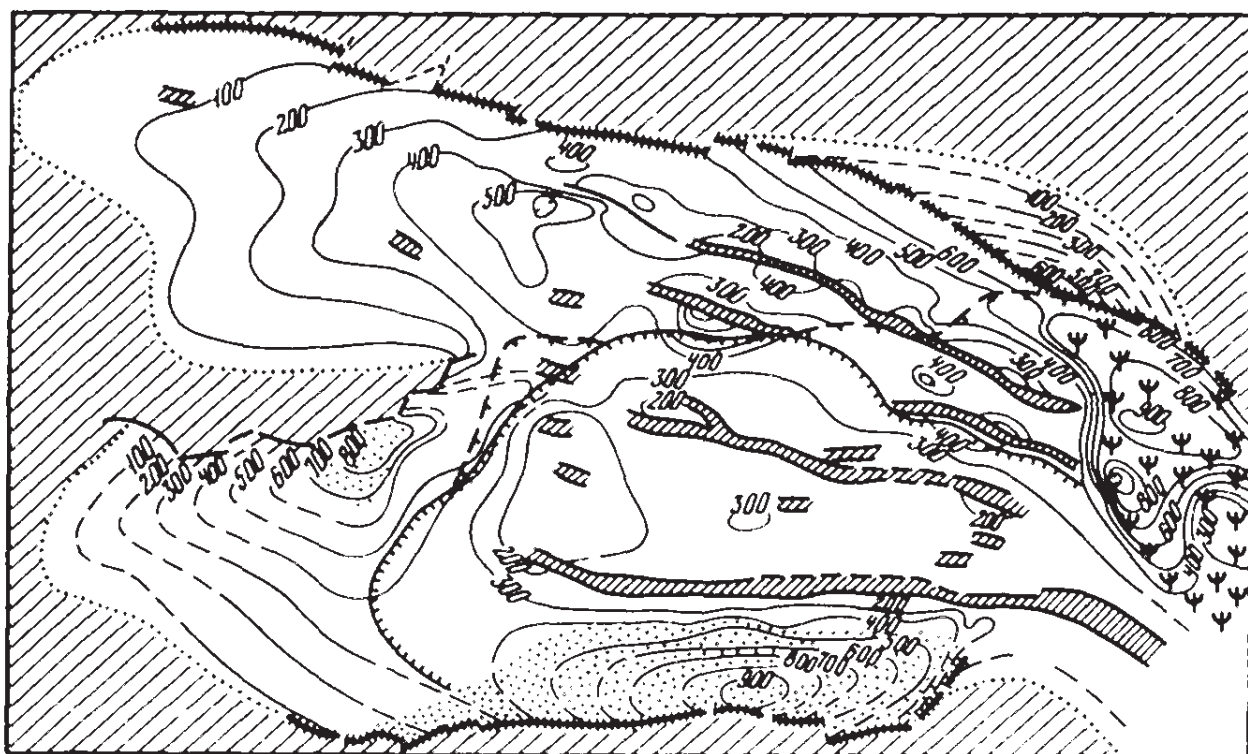


Рис. 4. Схема мощностей и фаций задонско-елецких отложений Припятского прогиба, по материалам С.А. Кручена, И.И. Урьева, В.К. Голубцова
1 — отсутствие отложений; 2 — терригенные отложения; 3 — вулканогенные образования; 4–6 — границы распространения: 4–5 — депрессионных фаций 4 — задонских и 5 — елецких отложений, 6 — современных задонско-елецких отложений; 7 — краевые разломы; 8 — изопахиты, м

фов) абразионных берегов. В пределах внешнего шельфа в поднятых крыльях Речицкого и Чернослободского разломов бурением установлены эрозионные врезы в виде довольно широких (1–2 км) и глубоких (150–200 м) долин. В их осевых частях межсолевые отложения размыты, и верхний соленосный комплекс лежит на нижнем.

Сложный расчлененный рельеф дна задонско-елецкого глубоководного бассейна был погребен под мощным верхнефаменским соленосным комплексом, причем максимальные его мощности накопились в некомпенсированной глубоководной котловине, и поэтому последующий галогенез наиболее интенсивно проявился в центральной части Припятского прогиба.

В пределах Днепровско-Донецкого прогиба глубоководные отложения известны в среднем фране — нижнем фамене. Как эти, так и более древние отложения изучены еще слабо, поскольку вскрыты бурением в основном только в северо-западной части и в южной краевой зоне прогиба. Отложения от среднего девона до саргаевского горизонта включительно имеют мощность до 130—150 м. Как в целом, так и отдельные стратиграфические подразделения этой части разреза и одноименные горизонты территории Припятского прогиба и других областей Московской синеклизы по типу пород, фациям и мощностям близки между собой.

Начиная с семилукского, но более интенсивно в алатырское, воронежское и евлановское время произошло существенное опускание по краевым разломам Днепровско-Донецкого прогиба с одновременным расчленением его на ограниченные разрывами выступы и глубокие некомпенсированные депрессии. В то же время началась эффузивная деятельность, в результате которой образовались позднефранские вулканиты мощностью до 1000 м. Перед соленакоплением, которое началось в алатырско-воронежское время, но в основном падает на евлановско-ливенское, глубина бассейна измерялась многими сотнями метров. Глубоководные условия продолжали существовать и в течение соленакопления, о чем свидетельствует депрессионный облик внутрисоленосных прослоев. Отчетливо установлены фациальные переходы мощных вулканогенных толщ в молomoшные глубоководные фации доманикового типа.

Аналогичная картина отмечена в Днепровско-Донецком прогибе и в раннем фамене. В краевых частях прогиба и на отдельных выступах отложения нижнего фамена представлены терригенными и карбонатными комплексами, а местами мощными вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями. В некомпенсированных депрессиях эти мощные мелководные комплексы сменяются глубоководными породами доманиковой фации. Выравнивание в значительной степени произошло за счет фаменской соли.

Новый, хотя и менее глубоководный, чем в позднем девоне, некомпенсированный бассейн возник в пределах Днепровско-Донецкого прогиба в ранней перми. Он был затем компенсирован нижнепермской соленосной формацией.

Камско-Кинельская система палеозойских погребенных прогибов была выявлена в процессе поисково-разведочного бурения в 50-е годы. В детализации пространственного положения некоторых из них существенную роль сыграли сейсморазведочные исследования МОВ и МОГТ.

Прогибы Камско-Кинельской системы прослеживаются в отложениях верхнего девона — нижнего карбона (рис. 5, вкл.). Они подстилаются эйфельско-нижнефранским мелководным карбонатно-терригенным комплексом, залегающим на породах фундамента или рифейско-вендского доплитного комплекса. В восточных прогибах Камско-Кинельской системы относительно глубоководные фации появляются в разрезе начиная с доманикового горизонта (средний фран). Они представлены кремнисто-битуминозными карбонатными породами мощностью 5—20 м с прослоями битуминозных сланцев и силицитов, с фауной кониконх, гониатитов, ра-

диолярий, лингул, бухиол и др. За пределами прогибов на ряде сводовых поднятий или их склонах эти породы замещаются более мощными (25—40 м и более) отложениями, в которых значительная роль принадлежит светлым массивным доломитам и известняком с остатками водорослей, строматопор и кораллов. Вышележащий мендымско-нижнефаменский комплекс в восточной части Русской плиты представлен светлыми известняками и доломитами, слоистыми и массивными, обогащенными донной фауной и вмещающими различные биогермные фации. В прогибах он переходит в глинисто-кремнисто-карбонатные породы доманикового облика, характеризующиеся значительной битуминозностью и преобладанием планктонной фауны при изменении мощности от 300—500 м и до 40—150 м. В западных прогибах Камско-Кинельской системы именно с них начинаются относительно глубоководные маломощные фации. Верхнефаменско-турнейский комплекс за пределами прогибов также состоит из мелко-водных, преимущественно карбонатных отложений, не содержащих, однако, биогермных фаций. Во внутренних прибортовых зонах прогибов его образует серия мощных линзовидных тел карбонатного или терригенно-карбонатного состава, утоняющихся к оси прогиба, где они замещаются депрессионными фациями. Осевые зоны Камско-Кинельской системы прогибов выполнены мощным (до 350 м) комплексом глинисто-песчаных отложений малиновского надгоризонта нижнего визе. Они еще намечаются по незначительному увеличению мощностей бобриковского горизонта, а в более высоких слоях визейского яруса перестают прослеживаться.

По эйфельско-нижнефранским слоям в Волго-Уральской области вырисовываются пологие (обычно меньше градуса) преимущественно изометричные поднятия и впадины. По вышележащим слоям верхнего девона и нижнего карбона (вплоть до нижнего визе) намечается сложная система Камско-Кинельских прогибов. Их размеры в поперечнике достигают 25—120 км при протяженности отдельных прогибов до 200—250 км. Борты прогибов образуют карбонатные уступы (до 10—15°), связанные часто с органогенными массивами барьерного типа.

Прогибы Камско-Кинельской системы не отражены в подстилающих эйфельско-нижнефранских слоях. Они приурочены преимущественно к региональным впадинам, но расположены также на их склонах или даже на поднятиях. В верхневизейских и более молодых слоях борта Камско-Кинельской системы прогибов фиксируются небольшими флексуроподобными изгибами.

В среднефранское (доманиковое) время на территории Волго-Уральской области мелководное терригенное осадконакопление сменилось преимущественно карбонатным, сопровождавшимся расширением трансгрессии и некоторым углублением бассейна. Оно происходило в условиях дифференцированных нисходящих тектонических движений, которые привели к образованию более активно и менее активно опускавшихся участков, существенно изменившихся по сравнению с эйфельско-раннефранским временем. Общий весьма незначительный привнос терригенного материала характеризовался преимущественно тонкой пелитовой фракцией и в основном односторонним западным сносом. Большая часть этой глинисто-карбонатной взвеси оседала в западных районах Волго-Уральской области. Здесь образовались так называемые руднинская и смешанная рудкинско-доманиковая фации, компенсировавшие тектонические опускания. В восточных районах области, куда пелитовый материал почти не поступал, приносились химические гели кремнезема, главным образом из Уральской геосинклинали. Это обусловило интенсивное окремнение обра-

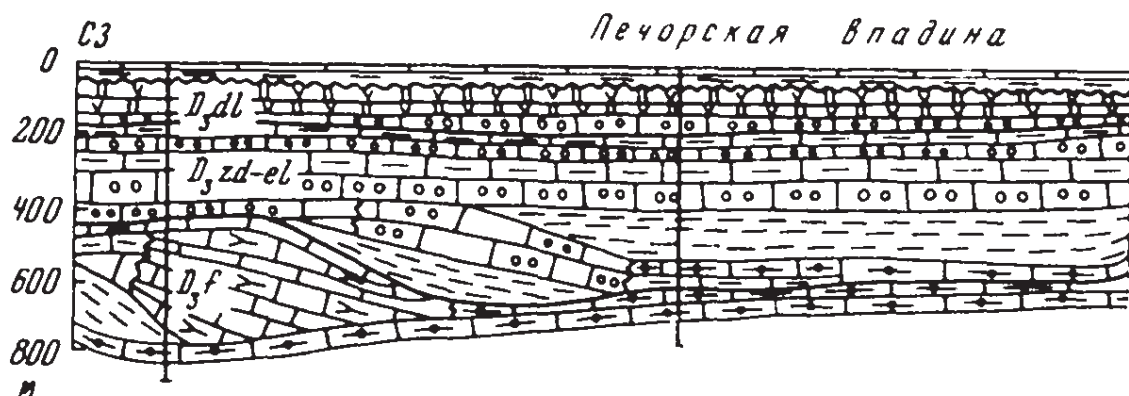


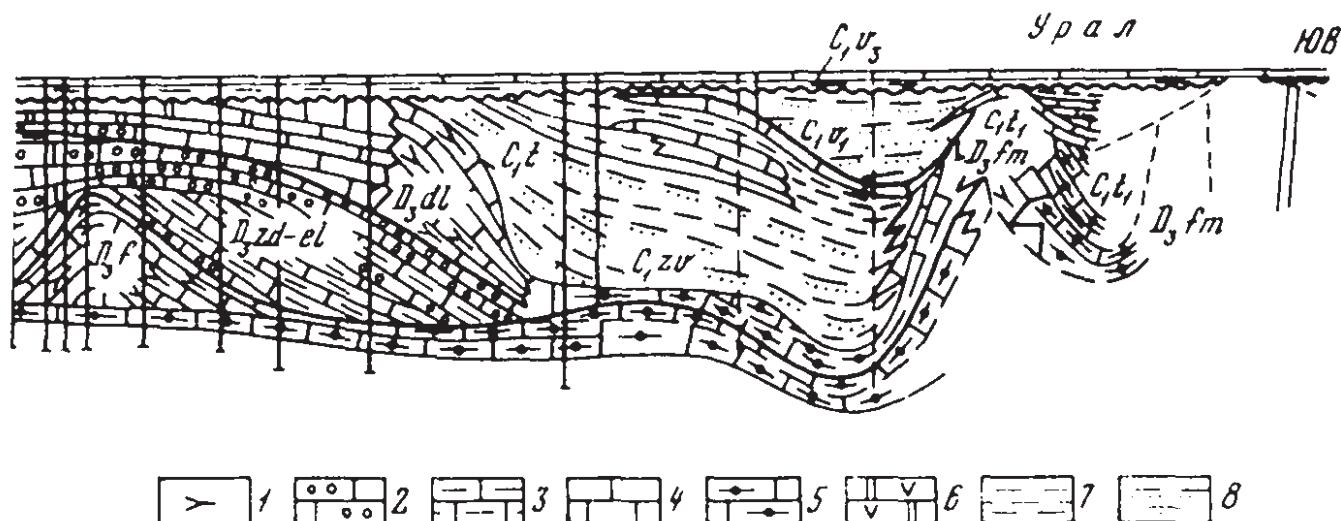
Рис. 6. Палеофациальный профиль Печорской впадины к началу поздневизейского времени

Известняки: 1 — рифогенные, 2 — обломочные органогенно-детритовые, 3 — глинистые, 4 — слоистые органогенные, 5 — кремнисто-битуминозные доманикового типа; 6 — доломиты с прослоями гипсов и ангидритов; 7 — глины и мергели; 8 — песчано-алеврито-глинистые отложения

зовавшейся здесь преимущественно в зонах более активного опускания (палеовпадины, палеодепрессии) собственно доманиковой фации, которая не компенсировала тектонического погружения. Понижения дна бассейна достигали десятков метров. В восточных районах Волго-Уральской области на участках менее активных опусканий отлагались преимущественно более мелководные карбонатные осадки, компенсировавшие тектоническое погружение. Площади накопления этих осадков окаймлялись седиментационными уступами. В западных районах Волго-Уральской области степень недокомпенсации наиболее интенсивно прогибающихся участков и их выраженность в рельефе дна постепенно уменьшались, а затем и полностью нивелировались.

В последующее мендымско-раннефаменское время в условиях дифференцированного опускания территории Волго-Уральской области продолжалось карбонатное осадконакопление. В пониженных участках дна бассейна вследствие превышения критических глубин садка мелководных, в том числе биогермных карбонатов была невозможна, и здесь продолжали накапливаться относительно маломощные депрессионные фации доманикового типа. Пониженные участки в рельефе дна бассейна вследствие продолжавшегося дифференцированного погружения стали еще более контрастными, и их глубина увеличилась до сотен метров. В западных районах Волго-Уральской области появление относительно глубоководных фаций доманикового типа и некомпенсированных осадками зон произошло в мендымское время. Оно привело к образованию единой Камско-Кинельской системы относительно глубоководных бассейнов.

С позднефаменского и особенно с турнейского времени в развитии бассейна начали появляться регрессивные тенденции, сопровождавшиеся кратковременным выносом терригенного материала. Это способствовало последовательному частичному захоронению окраинных зон глубоководных бассейнов карбонатными хемогенными и обломочными мелководными осадками, а в отдельных случаях — терригенно-карбонатными или терригенными осадками увеличенной мощности. Они образовали аккумулятивные террасы, которые частично уменьшали глубину и размеры некомпенсированных бассейнов. Эти террасы надстраивались более мелководными карбонатными, в том числе органогенными отложениями. Отсутствие мощных источников сноса терригенного материала в позднефаменское и



турнейское время не привело к полному захоронению глубоководных бассейнов.

В ранневизейское время, когда глубина осевых зон глубоководных бассейнов достигла сотен метров, карбонатное осадконакопление полностью сменилось терригенным. В результате этого Камско-Кинельская система глубоководных бассейнов почти полностью была захоронена и на всей территории Волго-Уральской области началось накопление исключительно эпиконтинентальных образований.

На территории Печорской впадины глубоководные Вуктыло-Джебольский и Вангырский палеопрогибы были обнаружены в процессе поисково-разведочного бурения в 60-е годы. В последнее время выполнены первые сейсмические исследования, позволяющие уточнить положение бортовой зоны Вуктыло-Джебольского прогиба.

Погребенные некомпенсированные прогибы на территории Печорской впадины фиксируются по отложениям верхнего девона — нижнего карбона (рис. 6). Они подстилаются преимущественно морскими мелководными образованиями ордовика — нижнего франа. Выше следует верхнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс (800–1200 м), представленный мелководными карбонатами. В его составе принимают участие различные виды обломочных и органогенно-обломочных карбонатных пород, их хемогенные и органогенные разновидности, с обилием разнообразных органических остатков, среди которых преобладают бентосные стеногалиновые формы, а также различные прикрепленные водоросли. Встречаются органогенные постройки типа биостром, банок и прослои терригенных осадков. Присутствуют сульфатные и доломито-сульфатные образования. В прогибах верхнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс переходит в относительно маломощные (100–150 м) глубоководные фации доманикового облика. Они сложены битуминозными известняками и мергелями, кремнистыми известняками, силицитами, битуминозно-кремнистыми сланцами с угнетенным типом фауны (пелагический комплекс). Осевые зоны прогибов, расположенные на территории Печорской впадины, выполнены мощным (до 750 м) комплексом глинисто-песчаных отложений турне и нижнего—среднего визе и терригенно-угленосных нижнего визе. В зоне перехода мелководного комплекса в относительно глубоководный происходит резкий раздвиг терригенных прослоев, а над ним обычно располагаются рифовые тела.

В пределах Печорской впадины по подошве доманика выделяется ряд крупных структурных элементов северо-западной ориентировки, которые намечаются и в визейско-пермский отложениях.

По верхнедевонско-турнейским отложениям вырисовываются два погребенных прогиба: Вуктыло-Джебольский и Вангырский. Они занимают секущее положение по отношению к структурным элементам, осложняющим Печорскую впадину. Границы прогибов пока проблематичны. Наиболее уверенно трассируется западная граница Вуктыло-Джебольского прогиба в его южной части. Его осевая зона прослеживается в субмеридиональном направлении на расстояние свыше 300 км, располагаясь в 40–60 км к западу от передовых складок Урала. На юге Вуктыло-Джебольский прогиб, вероятно, имеет связь с Добрянско-Вишерским некомпенсированным прогибом Камско-Кинельской системы. Вангырский прогиб протягивается в северо-восточном направлении более чем на 250 км. На севере Печорской впадины Вуктыло-Джебольский и Вангырский прогибы, возможно, разделяются на систему отдельных рукавов.

Формирование Вуктыло-Джебольского и Вангырского прогибов, как и Камско-Кинельских, явилось следствием усиления погружения восточного края Восточно-Европейской платформы к концу раннефранского времени. Произошло уменьшение источников сноса и резкое сокращение поступления в бассейн обломочного материала. Терригенное осадконакопление сменилось карбонатным. В среднефранское (доманиковое) время на значительной части территории современной Печорской впадины установился режим некомпенсированного осадконакопления. Произошло формирование относительно маломощных (30–200 м) хемогенных глинисто-кремнисто-карбонатных битуминозных фаций доманикового типа. В результате этого наметился относительно глубоководный бассейн. Он ограничивался шельфами — западным Тиманским и восточным Предуральским. Осадконакопление в глубоководном бассейне Печорской впадины происходило при некоторой дифференциации тектонических движений, на что указывает характер распределения мощностей и фаций доманикового горизонта. Максимальными мощностями (более 200 м) выделялась область Печоро-Колвинского авлакогена. Относительно приподнятой являлась субмеридионально вытянутая зона по восточному обрамлению Мало-перско-Ижемского палеоподнятия, в пределах которой прослеживаются мелководно-органогенные, частично рифогенные известняки. Выделяются и другие области мелковоля — Верхнелодминская, Исаковская.

В последующее позднефранское и фаменское время в условиях дифференцированного погружения продолжалась садка преимущественно мелководных карбонатов на акватории шельфа, сменяемая кратковременным накоплением маломощных прослоев терригенных осадков, сносимых с запада и северо-запада. В бассейне откладывались относительно маломощные доманиковые фации. Глубоководный бассейн стал более контрастным, и глубина его измерялась сотнями метров. В моменты усиления накопления терригенного материала вдоль западного континентального склона глубоководного бассейна образовывались аккумулятивные террасы. Они, так же как и в пределах Камско-Кинельской системы прогибов, последовательно сокращали размеры глубоководной части бассейна.

К началу каменноугольного периода площадь глубоководного бассейна резко сузилась и только на крайнем востоке сохранился остаточный некомпенсированный прогиб. Его заполнение осадками произошло в турне-раннем и среднем визе. Привнос материала осуществлялся палеореками. Дельта реки раннетурнейского времени, заполнявшая Вуктыло-Джеболь-

ский прогиб, видимо, не сохранилась, так как располагалась в районе современного восточного склона Южного Тимана, где отложения турне размыты и верхневизейские известняки залегают непосредственно на фаменских. Следы дельты реки позднетурнейского времени фиксируются по присутствию углей в верхнетурнейской толще скв. 1 Малиновка, а дельта ранне-средневизейского времени подтверждается наличием терригенно-угленосных отложений в районе Еджид-Кырты. Дельта реки, заполнявшей Вангурский прогиб, проходила, вероятно, западнее гряды Чернышева.

Вуктыло-Джебольский и Вангырский прогибы Печорской впадины в отличие от Камско-Кинельской системы прогибов не имели столь глубокого проникновения на платформу, особенно в фаменско-турнейское время, чему препятствовало приподнятое положение Палеотимана. Соответственно ось турнейского глубоководного бассейна располагалась всего в 60–80 км от батимальной зоны Уральской геосинклинали, в то время как прогибы Камско-Кинельской системы проникали на многие сотни километров в глубь платформы. Они отличались и по своей морфологии. Камско-Кинельская система прогибов представляла относительно узкие рукава, обтекающие палеосводы и сокращающиеся во времени в поперечнике от периферий к центру. Вуктыло-Джебольский и Вангырский прогибы по существу являлись единым глубоководным бассейном, заполнявшимся в основном односторонне с запада на восток.

Рассмотрение строения и развития Прикаспийской впадины, Припятско-Донецкого прогиба, Камско-Кинельской системы прогибов и Печорской впадины показывает, что тектоническая природа глубоководных некомпенсированных бассейнов имеет существенные различия. Среди них по механизму образования отчетливо намечаются два класса структур. К первому относятся Прикаспийская впадина, Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы. На их территориях в глубоких недрах за счет подхода нагретого вещества аномальной мантии начались мощные глубинные процессы фазовых переходов пород консолидированной коры в более плотные разновидности гранулитов и эклогитов [Яншин и др., 1977]. Они приводили к резкому утонению консолидированной коры, а в поверхностном выражении реализовывались в виде кратковременных высокоамплитудных опусканий. Фазовые переходы пород консолидированной коры создали на обширной мелководной акватории Восточно-Европейской платформы глубоководные котловины с утоненной (субокеанической) консолидированной корой. Такие котловины возникли в среднем палеозое на территории Прикаспийской впадины, Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов. Они явились ареной образования маломощных депрессионных фаций при карбонатном осадконакоплении (садка мелководных биогермных карбонатов здесь невозможна, а привнос терригенного материала был резко ограничен) и резких раздувов мощностей у континентального подножья при терригенном и эвапоритовом осадконакоплении. По морфологии субокеанические глубоководные бассейны, связанные с вертикальным проседанием поверхности Земли, разделяются на изометричные структуры типа Прикаспийской впадины и линейные — типа Припятского и Днепровско-Донецкого прогибов.

Ко второму классу некомпенсированных глубоководных бассейнов относятся прогибы Волго-Уральской области и Печорской впадины. На востоке Русской плиты в конце раннефранского — начале среднефранского (доманиковского) времени произошли расширение трансгрессии, почти полное прекращение привноса терригенного материала и переход к карбонатной,

более за...¹одленной седиментации. Это привело к некоторому углублению бассейна и изменению физико-географических условий седиментации. Одновременно местами изменилась направленность тектонических нисходящих движений. Зоны более активных опусканий не полностью компенсировались осадками. Это привело к образованию в рельефе дна бассейна пониженных (до нескольких десятков метров) участков. В последующее позднедевонско-раннекаменноугольное время в условиях продолжавшегося дифференцированного погружения в возникших углублениях вследствие критических глубин садка мелководных биогермных карбонатов была невозможна и здесь отлагались относительно маломощные депрессионные фации. Это привело к образованию системы сообщающихся глубоководных бассейнов. В раннем карбоне карбонатное осадконакопление сменилось терригенным и глубоководные участки относительно быстро (в течение ранне-средневизейского времени) захоронились осадками. Таким образом, палеозойские глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы имеют разную тектоническую природу. Прикаспийский, Припятский и Днепровско-Донецкий глубоководные бассейны возникли в результате кратковременных резких опусканий, обусловленных преобразованием континентальной консолидированной коры в субокеаническую. Камско-Кинельские и Печорские глубоководные бассейны восточного кратона Русской платформы сформировались вследствие дифференциации конседиментационных нисходящих платформенных тектонических движений в условиях резкого дефицита терригенного материала. Они образовались в пределах отрицательных палеоструктур Русской плиты без изменения состава и мощности консолидированной земной коры.

Синхронно с палеозойскими глубоководными бассейнами Восточно-Европейской платформы существовал Уральский глубоководный бассейн. Эти бассейны имели местами непосредственные палеогеографические связи. В настоящее время установлена раздвиговая природа Уральского глубоководного бассейна. В нем образовались формации геосинклинального класса. Последующее развитие Уральского глубоководного бассейна связано с последовательным сокращением в поперечнике его размеров и скучиванием горных пород. В конечном итоге он превратился в складчатое горное сооружение.

По-иному выглядела последующая история развития глубоководных бассейнов восточной части Русской плиты, возникших за счет дифференцированного опускания, связанного с вертикальными движениями. Они не испытывали сокращений размеров по латерали, а слагающие их осадки не подвергались скучиванию, хотя усиление дифференциации нисходящих тектонических движений в позднедевонскую эпоху на территории Восточно-Европейской платформы совпадало с начальными фазами скучивания в Уральском бассейне. Вероятно, эта тектоническая синхронность обусловлена единством процессов, проходящих в глубоких недрах Земли. Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы заполнялись осадками и вновь становились эпиконтинентальными частями ее обширнейшей акватории. Следовательно, глубоководные бассейны геологического прошлого, как и современные их аналоги, образованы разным типом тектонических движений и входят в разные классы тектонических структур. Среди них можно выделить глубоководные геосинклинальные бассейны, образовавшиеся в результате раздвигания земной коры (типа Уральского), и глубоководные бассейны, обусловленные вертикальным опусканием земной коры. Последние разделяются на субокеанические с утоненной кон-

солидированной корой (типа Прикаспийской впадины) и континентальные с нормальной консолидированной корой (типа Камско-Кинельских прогибов).

Отмеченные особенности строения и развития глубоководных бассейнов Восточно-Европейской платформы определяют их нефтегазоносность. В их пределах выделяются две группы нефтегазоносных комплексов. Первая из них связана с карбонатными породами шельфового типа, развитыми по склонам рассматриваемых структур. Залежи углеводородов в карбонатных толщах приурочены к рифогенным и барьерно-рифовым сооружениям и облегающим их отложениям, а также к ловушкам антиклинального типа. В Прикаспийской впадине с рассматриваемым карбонатным комплексом связаны залежи в нижнепермских и каменноугольных отложениях северного и западного бортовых уступов (Западно-Тепловская, Гремячинская, Лободинская и др.) и залежи в ловушках комбинированного типа (Астраханская, Жанажольская и др.). На бортах Камско-Кинельской системы прогибов подобного типа залежи установлены в основном в малевско-кизеловском комплексе, а в пределах прогибов встречены в отдельных мендымско-нижнефаменских рифах и в покрывающих их комплексах (Бастрыкская, Карача-Елгинская, Гежская и др.). В Тимано-Печорской провинции залежи нефти установлены в карбонатных верхнедевонских породах Ижма-Печорской впадины, Печоро-Колвинского авлакогена и вала Сорокина (Западно-Тебукская, Пашешорская, Хальягинская и др.).

Вторая группа нефтегазоносных комплексов связана с терригенными породами, образующими достаточно мощные клиноформы на склонах рассматриваемых структур. В Прикаспийской впадине с терригенными нижнепермскими толщами связаны залежи нефти в структурно-литологических ловушках на месторождениях Кенкияк, Кара-Тюбе, Бозоба. В Камско-Кинельской системе прогибов значительные залежи углеводородов выявлены в визейских терригенных отложениях Муханово-Ероховского прогиба. В Тимано-Печорской провинции, в ее юго-восточной части, открыты небольшие залежи углеводородов в турнейской песчано-глинистой толще.

Глинисто-карбонатно-кремнистые породы относительно глубоководного генезиса следует рассматривать как нефтегазоматеринские толщи.

ЛИТЕРАТУРА

- Волож Ю.А.* Методика изучения региональной структуры Прикаспийской впадины с целью выделения зон нефтегазонакопления (на основе объемного метода анализа мощностей): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1971.
- Журавлев В.С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232).
- Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е.* Основные типы природных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. -- Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 5.

А.Н. ШАРДАНОВ

ПРИНЦИПЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА И ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

В СССР хорошо разработаны принципы тектонического районирования платформенных и различных подвижных (орогенных, геосинклинальных) зон земной коры в пределах суши и континентальных шельфов. За последние годы продвинулись исследования по тектоническому районированию океанов, где выделяются океанические плиты, отличающиеся более спокойным характером тектонического режима, и подвижные пояса (островные дуги, срединно-океанические хребты и др.) с дифференцированным тектоническим режимом.

Структурно-тектоническое районирование континентов с составлением обзорных схем имеет столетнюю историю. Первые обзорные схемы Ф. Рихтгофена, А.П. Карпинского, Ф.Н. Чернышева, Г. Штилле отражали в основном распространение зон разновозрастной складчатости. С накоплением фактического материала о деталях геологической истории, магматизме, литофациях как для обнаженных территорий, так и для перекрытых плащом молодых осадков появились тектонические карты, освещающие не только характер и возраст складчатости, но и этапы и типы тектонических режимов, магматизма, разрывов, метаморфизма, различные комплексы пород. На Карте геологических районов СССР Д.В. Наливкин показал зоны развития разновозрастных геосинклиналей; на Тектонической карте Западной Европы С. Бубнов выделил разновозрастные комплексы осадочных и метаморфизованных пород, гранитные массивы, границы впадин, простирающие складки. М.М. Тетяев [1933] за основу тектонического районирования принимал возраст складчатости. Этому же принципу придерживались в дальнейшем А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский. В процессе составления нескольких тектонических карт СССР они разработали принципы, методы и легенды обзорных тектонических карт, которые стали общепринятыми. По этому же принципу с рядом дополнений были составлены Международная тектоническая карта Европы под редакцией Н.С. Шатского, Г. Штилле, А.А. Богданова, Ф. Блонделя и Тектоническая карта Евразии под редакцией А.П. Яншина, а также ряд карт различных континентов (Африки, Северной Америки, Индии). В основу тектонического районирования было положено выделение областей разновозрастной складчатости, среди которых показаны эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные зоны, структурные этажи, главные типы формаций и метаморфизма, магматические породы, различные структурные элементы (складки, разрывы, покровы, соляные купола и т.д.).

Таким образом, даже на мелкомасштабных обзорных картах удалось отразить большой фактический материал и дать обобщенную картину геологической истории и строения. Но эти данные имеются в основном лишь для обнаженных, главным образом горно-складчатых областей. Платформенные же территории, выполненные мощным чехлом осадочных и вулканогенно-осадочных образований, несут значительно меньшую информацию. На них отражен осредненный возраст фундамента, нанесены стратоизогипсы по фундаменту и опорным горизонтам

чехла, изопахиты, разломы и складки, выделены некоторые основные геоструктурные элементы. Принятые методика и легенда не отражают возраста и формаций платформенного чехла, режима его формирования на разных этапах развития, нет почти никаких сведений о комплексах, залегающих ниже собственно платформенного чехла, что весьма важно для молодых "платформ", поскольку к их "фундаменту" часто относят мощные толщи осадочных пород, по условиям залегания и степени метаморфизма почти не отличимых от платформенного чехла.

Изображение внутренней структуры и формационного состава осадочного чехла платформ особенно важно, так как в нем содержатся скопления углеводородов, углей и других полезных ископаемых осадочного генезиса. Учитывая это положение, а также некоторые недостатки принципа, базирующегося на возрасте складчатости, ряд исследователей предложили иные принципы и методы тектонического районирования.

Так, на Тектонической карте СССР Т.Н. Слижарского (1966) планетарное районирование произведено по типу коры (континентальной, океанической и геосинклинальной); региональное районирование — по типам современного тектонического режима (геосинклинального, завершенного геосинклинального, кратогенного и недифференцированной земной коры). В основу разделения складчатых областей положен не возраст складчатости, а тип предшествующего геосинклинального развития как фактор, определяющий их внутреннее строение. Платформы выделены по контуру платформенного чехла. Тектоническая история рассмотрена путем выделения структурно-формационных комплексов, ярусов, подъярусов, с описанием их тектонических режимов. Впервые структурные ярусы были выделены на платформах.

На примере Белоруссии и смежных районов Русской плиты Р.Г. Гарецкий и Р.Е. Айзберг [1975] разработали метод тектонического районирования по возрасту основного этапа развития платформенных структур. По этой методике была составлена Тектоническая карта Белоруссии. Карта несет богатую информацию об истории формирования осадочного чехла, его структурно-формационных подразделениях на разных этапах развития платформы.

Этот же метод тектонического районирования нефтегазоносных территорий на основе доминирующих по мощности структурно-формационных подразделений чехла принят Г.Х. Дикинштейном с соавторами [1979]. Но карта, построенная таким образом, становится весьма фрагментарной (лоскутной) по площади; на ней смазываются основные геоструктурные элементы, общая история развития нефтегазоносного бассейна, его этапность. Авторы приняли предложенный ранее способ отражения формационного состава и основных этапов истории при помощи колонок, помещаемых на карте, что в некоторой мере восполняет недостатки метода.

Очевидно, на обзорных и региональных тектонических картах следует выделять: основные типы земной коры (континентальные, океанические и переходные-геосинклинальные); платформы с расчленением их на более и менее подвижные, с выделением щитов, массивов, складчатых зон, краевых и внутренних впадин, зон шельфов, антеклиз, синеклиз, авлакогенов и т.д.; современные подвижные области: зоны поднятия — орогены эпиплатформенные, эпигеосинклинальные и современных геосинклиналей (островные дуги), зоны современного погружения и осадконакопления как внутри континентов, так и по их периферии (окраинные моря континентов, прогибы океанических

дуг). По традиции на тектонических картах отражаются границы структурных элементов, морфология складчатости, разрывы разных масштабов. Для складчатых областей, где коренные породы выступают на поверхность, удается показать состав пород. Вместе с тем сегодня на тектонических картах уже недостаточно отражать лишь отдельные моменты (эпохи складчатости) или этапы (по времени накопления основных мощностей осадков чехла) геологической истории. Необходимо стремиться показать всю историю осадконакопления, складкообразования, проследить тектонические режимы, формации, структуру по естественным геологическим комплексам каждой области. Особенно это трудно, но вместе с тем и очень важно для впадин, выполненных мощными толщами осадочных пород, которые содержат скопления углеводородов, углей, солей, вод и других полезных ископаемых.

К пониманию этого пришли многие геологи, имеются интересные разработки, предложения. Некоторые исследователи прослеживают геологическую историю по системам, отделам международной стратиграфической шкалы; но зачастую конкретный разрез осадочного чехла и этапность его формирования не укладываются в границы международной шкалы, а подразделяются на местные структурно-формационные комплексы, под комплексы. Естественно, для понимания истории и условий формирования осадочного чехла необходимо расчленять его на естественные комплексы (геологические тела), отражающие тектонические режимы и палеогеографическую обстановку соответствующего времени.

Казалось бы, при современной изученности это сделать не сложно. Но на практике оказывается совсем не так. Дело в том, что традиционные теоретические представления о "фундаменте" и "чехле" платформ, принципы их расчленения иногда входят в противоречие с действительными разрезами верхней части земной коры. Как известно, на древних платформах к фундаменту относятся докембрийские в разной степени метаморфизованные и гранитизированные породы, в основном потерявшие свой первоначальный состав и структуру. На так называемых молодых платформах к "фундаменту" принято относить складчатые комплексы поздних байкалид, каледонид, герцинид, киммерид. Но, как было установлено при детальном изучении разреза молодых платформ, складчатые комплексы соответствующих палеозойских геосинклиналей занимают от 30 до 70% площади этих молодых платформ. На остальной территории развиты комплексы "чехла" срединных и краевых массивов, синхронные геосинклинальным складчатым комплексам. Параллельно выяснилось, что между складчатыми геосинклинальными комплексами "фундамента" и комплексами платформенного чехла залегают умеренно дислоцированные, осложненные разрывами, платформенные осадочные и осадочно-вулканогенные комплексы, структурный план которых зачастую отличается от плана ортоплатформенного чехла.

Они были выделены под названиями "переходные", "промежуточные", "тафrogenные" комплексы (В.Г. Васильев, В.С. Князев, Н.А. Крылов, А.И. Летавин, В.Н. Соболевская и др.). В большинстве случаев к "промежуточным" комплексам молодых платформ относились породы пермо-триаса. Но некоторые исследователи зачислили в "промежуточные" комплексы и мощные, широко развитые толщи палеозоя, которые по существу образуют нижние структурные этажи платформенного чехла (Западная Сибирь, Северный Устюрт). Часть геологов эти толщи, а также палеозойские образования кряжа Карпинского относили к "фундаменту" молодых платформ.

Как известно, несколько лет назад породы "фундамента" и отчасти "промежуточных" комплексов молодых плит не рассматривались в качестве объектов, перспективных на поиски нефти и газа. Но за последние годы в "промежуточных" комплексах триаса Восточного Предкавказья, Южного Мангышлака, а также в палеозойских толщах Западной Сибири открыты новые нефтегазовые залежи.

Оказалось, как и следовало ожидать, что нефть и газ залегают во всех литолого-стратиграфических комплексах, где существовали и существуют условия, обеспечивающие генерацию, аккумуляцию и сохранность скоплений углеводородов, независимо от того, как мы именуем эти комплексы — "фундаментом", "промежуточным" или "платформенным чехлом". Необходимо теперь, вслед за новыми практическими результатами, пересматривать прежние положения и совершенствовать наши представления о расчленении разреза древних и молодых платформ, об их тектоническом районировании.

В процессе разработки легенды тектонической карты нефтегазоносных бассейнов мы пришли к выводу, что это должна быть специализированная тектоническая карта, принципы составления которой обеспечивают показ структуры и по возможности формационного состава всей неметаморфизованной части земной коры, иными словами, осадочного чехла в широком смысле, в недрах которого существовали условия для аккумуляции и сохранения промышленных скоплений углеводородов.

Проведение границы между фундаментом и осадочно-вулканогенным чехлом имеет принципиальное не только научное, но и практическое значение. С фундаментом и чехлом связаны различные комплексы полезных ископаемых и естественно, что четкое их разделение необходимо для рационального планирования поисково-разведочных работ. На древних платформах, где фундамент выражен кристаллическими, глубоко метаморфизованными породами, он обычно четко и однозначно отделяется от платформенного чехла.

Совершенно иная картина на молодых платформах. Эти структурные элементы обычно окаймляют древние платформы или располагаются между ними. Большинство палеозойских и мезозойских геосинклиналей было заложено на древних платформах или более древних складчатых системах. Естественно, древний кристаллический фундамент в зонах геосинклинальных трогов был существенно раздроблен, а местами из-за раздвигания литосферных плит или ассимиляции континентальной коры расплавами верхней мантии сильно переработан.

Большой фактический материал, накопленный за последние годы благодаря глубокому бурению и геофизическим исследованиям, показывает, что молодые платформы имеют весьма сложную структуру как по площади, так и по разрезу. По площади они построены мозаично и состоят из массивов (обломков) древних платформ, окаймленных разновозрастными складчатыми системами, причем на древних массивах осадочный чехол как по формационному составу, мощностям, так и по характеру складчатости и метаморфизма зачастую близок к осадочному чехлу платформ, а в складчатых системах осадочно-вулканогенные комплексы соответствующего возраста выражены эвгеосинклинальными или миогеосинклинальными формациями, подвержены складчатости, метаморфизму и прорваны интрузиями.

Таким образом, вследствие мозаичной структуры молодых платформ разновозрастные толщи пород над массивами древней консолидации об-

ладают суммой признаков, позволяющих сопоставлять их с платформенными образованиями, а в пределах складчатых систем характеризуются как типично геосинклинальные складчатые комплексы.

Учитывая, что на основании общепринятых принципов к фундаменту платформ относились комплексы, испытавшие складчатость и метаморфизм, палеозойские и мезозойские геосинклинальные складчатые комплексы такого типа были приняты за "фундамент" молодых платформ. Но в процессе дальнейших поисково-разведочных работ и изучения молодых платформ выяснилось, что под полого лежащими породами верхней части платформенного чехла наряду с интенсивно смятыми и метаморфизованными геосинклинальными комплексами на других, часто смежных участках залегают одновозрастные или более молодые, значительно менее дислоцированные и почти не метаморфизованные породы платформенного облика, слагающие склоны древних погребенных мегантиклинориев и выполняющие межгорные впадины и краевые прогибы соответствующих геосинклинальных систем.

Однако эти структурно-формационные комплексы платформенного типа были также отнесены к фундаменту, так как большинством геологов было принято выделять фундамент молодых платформ не по структурно-формационным признакам, не по степени изменения пород, а по времени завершающей складчатости последней геосинклинальной эпохи. Историко-геологический принцип расчленения разрезов платформ и их районирования привел к тому, что в составе "герцинского фундамента" оказались почти все структурно-формационные комплексы палеозоя молодых платформ.

По мере дальнейшего изучения молодых платформ выяснилось, что между геосинклинальными комплексами, относимыми к фундаменту, и типично платформенными осадками чехла, имеющими повсеместное распространение, залегают локально развитые комплексы пород, которые по характеру складчатости и степени литификации занимают как бы промежуточное положение между геосинклинальными складчатыми комплексами и породами чехла. Эти промежуточные комплексы развиты зачастую в грабенах (или авлакогенах), где бывают подвержены складчатости и динамометаморфизму вдоль зон глубинных разломов. Некоторые из таких грабенообразных прогибов за сравнительно короткое геологическое время (соответствующее периоду или его части) испытывают весьма интенсивное погружение, с накоплением формаций, близких по мощности и фациям миогеосинклинальным. Кратковременное погружение часто завершается общей инверсией и складчатостью промежуточного или даже линейного типа. По ряду признаков эти коротко живущие прогибы аналогичны геосинклиналям, поэтому некоторые исследователи относят их к этому классу геоструктур, именую интракратонными геосинклиналями, хотя многими существенными чертами, свойственными типичным геосинклиналям, они не обладают.

За пределами грабенов (или авлакогенов) синхронные им осадки выполняют впадины и залегают полого, отделяясь от собственно платформенных перерывом, сопровождаемых угловым несогласием. Формированию этих своеобразных комплексов пород соответствует период известной активизации уже консолидированного участка континентальной коры, следующий после пенепленизации эпигеосинклинального орогена и предшествующий общему слабо дифференцированному погружению с накоплением платформенных осадков, соответствующих становлению плиты.

Учитывая, что описываемые структурно-формационные комплексы залегают между "фундаментом" молодых платформ и чехлом, предложили именовать их "промежуточными" или "переходными". Но так как при выделении "переходных" комплексов, там же как и при ограничении "фундамента", был принят историко-геологический принцип, то в составе этих комплексов во многих случаях оказались примерно одновозрастные, но различные структурно-формационные образования, различающиеся по условиям накопления осадков, степени складчатости и метаморфизма.

Учитывая изложенное выше, историко-геологический принцип должен быть дополнен структурно-формационным анализом, причем последний становится определяющим по мере накопления фактического материала о структуре, формациях и стадиях метаморфизма глубинных толщ земной коры.

В связи с этим следует пересмотреть принципы тектонического районирования нефтегазоносных бассейнов, исходя из расчленения всего осадочного чехла на структурно-формационные комплексы, объединяемые в системы. На тектонических картах необходимо стремиться отразить структуру и формационный состав всей неметаморфизованной осадочной части земной коры, иными словами, осадочный чехол в широком смысле.

На основании предлагаемых принципов разрез древних платформ подразделяется в основном на две системы: платформенную, неметаморфизованную (платформенный чехол) и кристаллическую, гранитно-метаморфическую (фундамент). Платформенная система делится на две части (табл. 1). Верхняя часть — это плитный (орто- или позднеплатформенный) комплекс [Хаин, 1973]. Обычно плитный комплекс образует верхний структурный этаж платформенной системы. Плитный комплекс состоит из платформенных формаций, и лишь по краям платформ вдоль границ с орогенными поясами могут развиваться также орогинные молассоидные формации. Нижняя часть платформенной системы — это доплитные (прото- или раннеплатформенные) комплексы. Она имеет более сложное строение, связанное с большей активностью платформы на этой стадии по сравнению с плитной стадией. Образующие ее формации имеют часто прерывистое распространение, со значительным изменением мощностей, вплоть до выклинивания. Доплитные комплексы сложены в основном платформенными формациями, но в грабенообразных прогибах, авлакогенах развиты специфические формации, которые могут быть названы авлакогенными.

На ранней стадии развития консолидированной платформы вдоль глубинных разломов формируются глубокие прогибы — интракратонные геосинклинали, заполняемые специфическими формациями, близкими к геосинклинальным. Эти формации образуют умеренно складчатые параплатформенные комплексы. Доплитные комплексы обычно слагают единый структурный этаж, но в областях авлакогенов (грабенообразных прогибов) и особенно в интракратонных геосинклиналях они иногда подразделяются на несколько этажей.

Вдоль границ древних платформ и геосинклинальных областей края платформы местами могут испытывать сильное погружение (перикратонные прогибы) с накоплением формаций, переходных от платформенных к миогеосинклинальным, а затем и орогенным. При инверсии и складчатости геосинклинали известному метаморфизму могли подвергаться перикратонные, а также телеорогенные формации платформы. По форма-

Т а б л и ц а 1
Схема расчленения осадочного чехла древних плит

Структурно-формационные системы	Структурно-формационные комплексы	Структурно-формационные системы	Структурно-формационные комплексы
Платформенная	Плитные (орто- или позднеплатформенные), на границе с орогенами развиты телеорогенные комплексы	Параплатформенная	Интракратонных геосинклиналей
	Доплитные (прото- или раннеплатформенные), в том числе авлакогенные и телеорогенные	Метаморфическая (фундамент)	Метаморфические (гранитизированные)

ционной и структурной характеристикам эти толщи могут существенно отличаться от платформенных, поэтому не исключено, что их вместе с комплексами интракратонных геосинклиналей нужно выделять в параплатформенную систему.

Разрез молодых платформ значительно сложнее, и его предлагается разделить на четыре системы (табл. 2): платформенную, параплатформенную, складчатую и метаморфическую (фундамент). Платформенная система, как и на древних платформах, состоит из двух основных комплексов — плитного и доплитного. В авлакогенах в раннеплатформенную стадию накапливаются авлакогенные комплексы, которые являются структурно-формационной разновидностью доплитных комплексов. В платформенную систему могут быть включены и телеорогенные комплексы, если они по своей структурной характеристике и степени метаморфизма тяготеют к платформенным образованиям.

Параплатформенная система включает комплексы чехла срединных и краевых массивов, а также синхронные им комплексы перикратонных прогибов, накапливавшиеся в предшествующую геосинклинальную эпоху. К этой же системе могут быть отнесены и комплексы интракратонных геосинклиналей, если они не в такой мере складчатые и метаморфизованы, чтобы их включать в состав складчатой системы. Некоторые авлакогенные, а также орогенные комплексы в случае их значительной литификации и относительной складчатости могут относиться к параплатформенной системе.

В складчатую систему входят складчатые и метаморфизованные (эвгеосинклинальные, миогеосинклинальные и орогенные) комплексы предшествующего цикла неогей. К этой же системе могут относиться и складчатые комплексы интракратонных геосинклиналей.

К метаморфической системе (фундаменту) молодых платформ предлагается относить лишь метаморфизованные породы архейской и протерозойской (местами включающей и раннепалеозойскую) консолидации, т.е. обломки древних платформ, сохранившихся преимущественно в пределах срединных и краевых массивов молодых плит. В зонах развития складчатых геосинклинальных комплексов неогей древний фундамент или не существовал, если соответствующие геосинклинали закладывались

Таблица 2

Схема расчленения осадочного чехла молодых плит

Структурно-формационные системы	Структурно-формационные комплексы	Структурно-формационные системы	Структурно-формационные комплексы
Платформенная	Плитные (орто- или позднеплатформенные), на границах с орогенами развиты орогенные (телеорогенные) комплексы	Параплатформенная	Перикратонных прогибов
			Срединных и краевых массивов
			Орогенные
	Доплитные (прото- или раннеплатформенные), широко развиты авлакогенные комплексы, местами орогенные	Складчатая	Интракратонных геосинклиналей
			Орогенные
		Метаморфическая (фундамент)	Многосинклинальные
			Эвгеосинклинальные
			Метаморфические (гранитизированные)

на океанической коре, или был существенно переработан, если геосинклинали формировались в области древних платформ.

Таким образом, сложный разрез молодых платформ можно дифференцировать следующим образом: вместо двух- (фундамент, платформенный чехол) или трехчленного (фундамент, "промежуточный" комплекс, платформенный чехол) разделения выделять фундамент (метаморфизованный, гранитизированный, т.е. аналогичный фундаменту древних платформ), складчатую, параплатформенную и платформенную (подразделяющуюся на плитные и доплитные комплексы) системы.

Предлагаемая схема расчленения разрезов древних и молодых платформ позволит унифицировать это расчленение, а также сопоставить разрезы различных регионов, выделить структурно-формационные комплексы по их сравнительной перспективности в отношении нефтегазоносности.

Как известно, консолидация древнего метаморфического фундамента молодых платформ (Скифской, Туранской и Западно-Сибирской) происходила в архее и завершилась в протерозое или в самом начале палеозоя, т.е. аналогично древней Восточно-Европейской платформе (если включать в ее состав Тимано-Печорскую провинцию). Формирование плитного чехла на Русской плите началось в палеозое, после позднепротерозойской активизации, в течение которой фундамент плиты был расколот на систему авлакогенов, грабенов; этот период активизации соответствует накоплению доплитных комплексов. Если рассматривать Русскую плиту изолированно от смежных областей, то ее история рисуется довольно спокойной и укладывается в существующие схемы. Но если исходить из того положения, что к концу протерозоя — началу

палеозоя Русская платформа являлась частью более обширного консолидированного континента с корой континентального типа, включающего, по-видимому, Сибирскую платформу, Западно-Сибирскую, Туранскую и Скифскую плиты, а также обширные территории к югу от последних, то приходится внести известные коррективы в наши современные представления о древних и молодых платформах.

Это задача специальных исследований, но и сегодня можно высказать некоторые соображения. Каледонские и герцинские геосинклинали на территории указанного выше континента формировались в результате раскалывания и деструкции сформированной ранее обширной платформы. Этот процесс очередной активизации не ограничился пределами собственно геосинклиналей, но отразился и на сохранившихся платформах, особенно вдоль их краев, смежных с геосинклиналями. Так, к северу от герцинской геосинклинали Большого Кавказа относительной активизации подвергалась территория Скифской плиты и одновременно формировалась протяженная зона глубинных разломов вдоль Припятской, Днепровско-Донецкой впадин, Донбасса, "кряжа" Карпинского, Горного Мангышлака.

Между Уральской геосинклиналью и подвижной областью Центрального Казахстана была активизирована территория Западной Сибири. К югу от Центрального Казахстана некоторой активизации подверглась южная часть Туранской плиты. Эта активизация на перечисленных территориях молодых платформ отмечалась частично в палеозое, а также в конце перми и триасе, т.е. в конце орогенной стадии герцинских геосинклиналей. По-видимому, активные воздымания в герцинских геосинклиналях в конце палеозоя отразились в виде раскалывания земной коры на смежных территориях древних платформ, а также путем формирования интракратонных геосинклиналей, или авлакогенов, или небольших грабенов, некоторые из которых испытали после кратковременных, но активных погружений последующую инверсию и складчатость (Донбасс, триасовые складчатые зоны Степного Крыма — Западного Предкавказья, а также Горного Мангышлака).

Эта "резонансная" (по Ю.М. Пушаровскому) активизация на территории молодых платформ завершилась к концу триаса — началу юры и лишь после этого здесь началось формирование типичных плитных комплексов.

Учитывая изложенное выше, по-видимому, следует различать не древние и молодые платформы, исходя из возраста их "фундамента", который представляется нам разновозрастным, т.е. древним, а выделять древние и молодые плиты, базируясь на времени формирования современного плитного чехла, т.е. плитных комплексов.

Межгорные впадины могут быть разделены на впадины, формирующиеся в орогенную стадию геосинклиналей (эпигеосинклинальные впадины альпийских складчатых систем), и на впадины, образующиеся в области палеозойских складчатых систем, позже завершения их эпигеосинклинального орогенеза. К числу последних относится мезозойско-кайнозойская Ферганская впадина, заложившаяся на территории герцинид, и палеозойская Чу-Сарысуйская впадина, заложившаяся после каледонского геосинклинального цикла на одном из древних добайкальских массивов. Расчленение чехла подобных "эпиplatformенных" впадин можно производить по схеме, предлагаемой для молодых плит (см. табл. 2), так как по существу их история во многом аналогична истории этих плит и отличается лишь большей мощностью орогенных комплексов.

Разрез альпийских (эпигеосинклинальных) межгорных впадин расчленяется по иной схеме. В нем обычно выделяются три системы (табл. 3): параплатформенная, складчатая и метаморфическая (фундамент). Параплатформенная система складывается из орогенных и доорогенных комплексов. Первые образуют верхнюю часть разреза и состоят в основном из грубообломочных (поздняя моласса) терригенных образований часто многокилометровой мощности. Нижнемолассовые толщи имеют более разнообразный состав, в них, помимо морских терригенных, развиты лагунные, в том числе галогенные, образования.

Доорогенные комплексы подразделяются обычно на инверсионные (или предорогенные, по В.Е. Хаину), являющиеся возрастными аналогами флишевых комплексов смежных геосинклиналей, и доинверсионные, являющиеся возрастными аналогами аспидной формации начальной стадии погружения геосинклиналей. Все комплексы межгорных впадин часто содержат мощные толщи вулканогенных образований, переслаивающиеся с осадочными породами.

Параплатформенная система обычно расчленяется на два структурных этажа, соответствующих доорогенным и орогенным комплексам. Зачастую верхний орогенный комплекс из-за высокой пластичности слагающих его формаций имеет более сложную складчатость (диапировую, чешуйчато-надвиговую).

Складчатая система в большинстве межгорных впадин развита лишь по их бортам, т.е. на границе со складчатыми сооружениями эпигеосинклинальных орогенов. Но местами и в центральных частях межгорных впадин весь разрез или его часть образует складчатую систему. Обычно это наблюдается в местах пережима впадин, где окаймляющие межгорную впадину орогены надвинуты навстречу друг другу.

Фундамент межгорных впадин, заложенных на обломках, массивах древних платформ, имеет такой же состав, как и на древних платформах. В некоторых мезозойско-кайнозойских межгорных впадинах между доинверсионными комплексами последней геосинклинальной эпохи и фундаментом могут сохраниться в разной степени измененные древние палеозойские платформенные комплексы, накапливавшиеся в эпоху, предшествующую заложению геосинклинали. Могут также сохраниться складчатые комплексы палеозойских или позднепротерозойских геосинклиналей. Однако эти древние комплексы в мезозойско-кайнозойских межгорных впадинах обычно не являются перспективными в отношении нефтегазоносности.

Тектоническое районирование нефтегазоносных бассейнов (НГБ) производится в соответствии с приведенными выше схемами расчленения осадочного чехла древних и молодых плит, межгорных впадин. Тектонические карты нефтегазоносных территорий — это специализированные карты, на которых, помимо общегеологической информации, имеются элементы нефтегеологического районирования. Поэтому на них должны быть отражены в первую очередь характерные особенности осадочных толщ, слагающих тектонические элементы НГБ, в которых уже установлены или прогнозируются промышленные скопления нефти и газа.

Целесообразно на картах особо выделять и подчеркивать распространение тех структурно-формационных систем и комплексов, которые содержат или в которых предполагаются скопления углеводородов.

В большинстве нефтегазоносных бассейнов основные перспективы нефтегазоносности связаны с плитными комплексами. Поэтому на карте НГБ основное внимание должно уделяться этим комплексам, террито-

Таблица 3

Схема расчленения осадочного чехла межгорных впадин
эпигеосинклинальных орогенов

Структурно-формационные системы	Структурно-формационные комплексы	Структурно-формационные системы	Структурно-формационные комплексы
Параплатформенная	Орогенные: позднеорогенные, раннеорогенные	Складчатая	Орогенные, миеосинклинальные, эвгеосинклинальные (складчатые комплексы развиты в основном по периферии впадин)
	Доорогенные: инверсионные (или предорогенные), доинверсионные (или стадии начальных погружений)		Метаморфические (в разной степени гранитизированные)

рию развития которых следует выделять цветом, соответствующим стратиграфическому положению содержащихся в их разрезах нефтегазоносных (перспективных) формаций. Густота тона окраски пропорциональна мощности выделяемого комплекса, т.е. области развития больших мощностей закрашиваются гуще, чем районы малых мощностей. Доплитные и синхронные им авлакогенные комплексы выделяются цветной горизонтальной штриховкой; цвет штриховки соответствует стратиграфическому положению нефтегазоносных отложений комплекса. Комплексы параплатформенной системы показываются вертикальной штриховкой, в цвете соответствующей стратиграфическому положению нефтегазоносных или перспективных формаций комплекса.

Структурный план перспективных плитных комплексов может изображаться цветными изогипсами (в км) по подошве этого комплекса (цвет изогипс соответствует стратиграфическому положению, а индекс — возрасту). Для некоторых районов, где нет данных для показа структуры подошвы плитного комплекса, придется ограничиться изображением структуры опорного горизонта внутри комплекса более тонкими цветными линиями с индексами его стратиграфического положения. Структурный план поверхности фундамента платформ изображается черными изогипсами (в км).

Весьма сложным является определение границ нефтегазоносных бассейнов, т.е. разграничение перспективных и неперспективных территорий. Общего рецепта, по-видимому, предложить невозможно, этот вопрос должен решаться индивидуально для каждого бассейна. Но на платформах эта граница проходит примерно вдоль километровой мощности осадочного чехла.

Районирование межгорных впадин и прогибов эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенов следует производить по времени накопления перспективных структурно-формационных комплексов и можно изображать на карте цветом, соответствующим стратиграфическому положению перспективных формаций.

Опыт поисково-разведочных работ показывает, что определенные перспективы нефтегазоносности связаны и с орогенными областями, особенно в зонах их периклинальных погружений и на пологих крыльях.

Перспективные районы орогенов должны быть выделены на карте по времени накопления перспективно нефтегазоносных формаций соответствующим цветом. Структура перспективных комплексов орогенов может изображаться оконтуриванием антиклинориев, синклинориев, показом осей антиклиналей и разрывов, надвигов; при наличии данных структура перспективных горизонтов должна изображаться стратоизогипсами соответствующего цвета (в км) с индексами.

Бесперспективные части плит, щиты, массивы и складчатые зоны могут быть выделены различными знаками, цвет которых соответствует возрасту консолидации фундамента на древних платформах и времени завершающей складчатости в геосинклинальных системах, интракратонных геосинклиналях или складчатых авлакогенах.

Тектонические карты НГБ должны содержать обычную информацию, которая наносится на обычные "общегеологические" тектонические карты в соответствии с масштабом карты. В частности, границы геоструктурных элементов платформ, межгорных впадин выделяются черными линиями различной толщины. Разрывы, пересекающие фундамент, но не проникающие в чехол, можно изображать черными линиями, а разрывы, прослеживаемые в чехле, — красными линиями.

Помимо собственно структурных элементов — складок, разрывов, представляется необходимым показать на карте рифы и зоны их развития с индексами, обозначающими стратиграфическую приуроченность рифов. Особо должны выделяться зоны соляной тектоники, соляные купола с указанием стратиграфического возраста соли, а может быть и интервала осадков, прорванных солью. Заслуживают выделения и специального изображения также зоны грязевого вулканизма и глиняные диапиры.

Составление карт для акваторий представляет особые сложности. Если принять условные обозначения, предлагаемые для суши, то теряется граница суши и моря. Большое значение имеет глубина морей, поэтому предлагается акватории красить разными тонами синего цвета в зависимости от глубины бассейна и лишь глубоководные желоба выделять светло-фиолетовой краской.

Основные структурные элементы акватории могут быть выделены цветными линиями в зависимости от их возраста. На перспективных областях погруженных платформ и прогибов, тянущихся вдоль подошвы континентального склона и островных дуг, мощности осадков чехла следует изображать цветными изогипсами (в м) в соответствии с их возрастом. Изогипсами отражается структура опорных горизонтов осадочного чехла.

Существенным недостатком тектонических карт является отсутствие показа объемной модели строения области. Чтобы в какой-то мере восполнить этот пробел, предлагается на карте нанести колонки — разрезы геологических формаций осадочного чехла от поверхности до фундамента; помещать их можно на бесперспективных внебассейновых площадях карты. Следует составлять колонки для каждой нефтегазоносной области или единую для всего бассейна, если геологический разрез формаций не особенно меняется по площади.

На колонках можно отразить тектонические режимы, геологические формации, перерывы — размыты осадков, структурно-формационные системы, комплексы и этажи, типы складчатости.

Тектоническая карта нефтегазоносных бассейнов должна составляться на основе аэрокосмической фотоинформации. Результаты дешифрирова-

ния аэрокосмических материалов интерпретируются и сопоставляются с данными геолого-геофизических исследований. В итоге комплексной обработки всех полученных материалов уточняются известные ранее структурные элементы, вводятся вновь выявленные. По аэрокосмическим материалам могут быть выделены ранее неизвестные разрывы, структуры разных порядков и планов, в том числе и не подтвержденные пока данными традиционных геолого-геофизических исследований. Такие элементы тектоники, выявленные лишь по аэрокосмическим материалам, должны изображаться особыми знаками. Дистанционная фотоинформация позволяет выделять и классифицировать разломы, зоны поднятий, кольцевые структуры, а также региональные зоны интенсивных относительных поднятий и опусканий в пределах нефтегазоносных бассейнов, разделять разломы, складки по их активности в неотектоническую эпоху, что весьма важно для оценки перспектив нефтегазоносности.

Предлагаемые принципы и методы расчленения осадочного чехла НГБ, а также их тектонического районирования по этим принципам требуют дальнейшей разработки. Но детальное изучение всего осадочного чехла, расчленение и районирование его в зависимости от формационного состава, степени складчатости и метаморфизма — это требование сегодняшнего дня, практики поисково-разведочных работ. Последующие углубленные исследования в этом направлении будут способствовать расширению наших знаний о геологическом строении и перспективах нефтегазоносности НГБ, повышению эффективности выявления новых скоплений углеводородов различных типов.

ЛИТЕРАТУРА

- Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е. Опыт тектонического районирования территории Белоруссии и смежных областей. — Сов. геол., 1975, № 5.
Дикинштейн Г.Х., Швамбергер Ю.Н., Алиев И.М. Основные принципы составления карт нефтегазоносных территорий. — Геол. нефти и газа, 1979, № 1.
Карпинский А.П. К тектонике Европейской России. — Изв. Рос. АН, 1919, № 12—15.
Тектоническая карта СССР. Масштаб 1 : 2 500 000/Гл. ред. Т.Н. Спичарский. М.: ГУГК, 1966.
Тетяев М.М. Принципы геотектонического районирования территории СССР. — Пробл. сов. геол., 1933, т. 1, № 1.
Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.

УДК 551.24 (1476 + 474 + 47.26)

Р.Г. ГАРЕЦКИЙ, Р.Е. АЙЗБЕРГ, А.П. БРАНГУЛИС,
И.Б. ВИШНЯКОВ, В.В. ГЛУШКО, П.И. СУВЕЙЗДИС

ТЕКТНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На западе Восточно-Европейской платформы расположены самые разнообразные по морфологии, времени формирования и генезису тектонические элементы. Многие из них достаточно хорошо изучены и известны. Это Украинский щит, Белорусская и Воронежская антеклизы, Балтийская и отчасти Московская синеклизы, Припятский прогиб, Подляско-Брестская впадина, Мазовецко-Приднестровская система перикратонных

прогибов, Львовско-Люблинский палеозойский прогиб и др. Современная позиция и строение этих тектонических элементов видны на Тектонической карте Белоруссии [1977] и Тектонической карте Прибалтики [Тектоника..., 1979], составленных по принципу показа пространственного соотношения структурных подразделений с выделением из них доминирующего по мощности (районирование по возрасту основного этапа формирования платформенных структур), а также на фрагменте Международной тектонической карты Европы, охватывающем юго-западный край Восточно-Европейской платформы.

Эпохи свекофенно-карельской складчатости, процессы гранитизации и диафтореза во время готской и дальсландской тектоно-магматической активизации привели к окончательной кратонизации и становлению фундамента Восточно-Европейской платформы. Структуры фундамента, в том числе разломы, на западе платформы имеют преобладающее северо-восточное простирание, отчетливо прослеживаются до линии Тейс-сейра-Торнквиста, которая под тем или иным углом резко их об-резает.

Одновременно с эпохами кратонизации и непосредственно вслед за ними в ряде мест в относительно небольших грабенах и грабенообразных впадинах и прогибах начал формироваться платформенный чехол. Примером таких структур является Овручская грабен-синклиналь.

В среднем и позднем, а, возможно, частично и в раннем рифее обособился Волынско-Крестцовский прогиб, который открывался в Галицийскую геосинклинальную область и постепенно по простиранию выклинивался в северо-восточном направлении. Его связь с геосинклинальной областью, расположение в районе изгиба края платформы, продольная асимметрия, несомненно, говорят о том, что эту структуру следует отнести к особой категории поперечных прогибов, выделенных Н.С. Шатским, хотя отсутствие отчетливых разломных ограничений не позволяет твердо назвать его авлакогеном. Волынско-Крестцовский прогиб выполнен терригенными образованиями линской свиты, мощность которых в его северной части не превышает 300, в южной (волынской) достигает 600, а на крайнем юге — даже более 1000 м.

В современном структурном плане Волынско-Крестцовский палео-прогиб не представляет собой единую структуру, так как в последующем на него был наложен ряд разновозрастных и разнонаправленных структур, разделивших его на отдельные отрезки.

В позднем рифее — раннем венде (оршанско-вильчанское время) на среднюю часть этого палеопрогиба была наложена изометричная Оршанская впадина, выполненная главным образом красноцветной кварцевой формацией оршанской свиты и покровно-ледниковой формацией вильчанской серии. Не исключено, что Оршанская впадина связана не столько с Волынско-Крестцовским прогибом, сколько с зоной схождения и выклинивания Пачелмского и двух ветвей (Московской и Валдайской) Среднерусского авлакогена, т.е. она возникла над участком тройного сочленения авлакогенов [Нагорный, 1979].

Геофизические данные позволяют предполагать, что под акваторией Балтийского моря в пределах осевой части синеклизы восточнее о. Готланд от Аландских островов на севере до Гданьской бухты на юге протягивается Центральнo-Балтийский ров, выполненный главным образом образованиями рифея—венда [Берзинь и др., 1977].

Формированием перечисленных основных структурных элементов закончились доплитные этапы развития Восточно-Европейской платформы,

и с позднего венда (в волынское и валдайское время) она вступила в новый этап, когда начали образовываться плитные структуры типа Московской синеклизы, в совокупности создавшие Русскую плиту. Московская синеклиза частично захватывала крайнюю восточную часть территории современной Балтийской синеклизы, причем региональный наклон слоев и увеличение мощности позднебайкальского комплекса (венд-балтийская серия нижнего кембрия) шли в направлении с запад-юго-запада на восток-северо-восток. На юго-западе Московская синеклиза также соединилась с Приднестровским перикратонным прогибом, который в это время возник на краю Восточно-Европейской платформы на территории запада Украины и Молдавии. В его северной части образовалась обширная Волынско-Брестская область развития вендской трапповой формации мощностью немного более 500 м.

В каледонский этап, охватывающий раннекембрийско (надбалтийско) - раннедевонское время, в связи с интенсивным опусканием Рюгенско-Поморского мономиегеосинклинального (возможно, интракратонного) прогиба в погружение втянулась не только молдавско-украинская окраинная часть Восточно-Европейской платформы, но и территория, расположенная северо-западнее, в пределах Польши, Белоруссии и республик Прибалтики. Возникла целая Мазовецко-Приднестровская система перикратонных прогибов, на юге выполненная отложениями от венда до нижнего девона (жедина), а на севере — только от надбалтийского нижнего кембрия до стонкшкяйской и тильжеской свит нижнего девона включительно. Структурно она представляет собой ряд односторонних, разделенных перемычками прогибов в целом с моноклинальным падением слоев к юго-западу и запад-юго-западу. Мощности каледонского комплекса также увеличиваются в этом же направлении до 2000—2500 м.

В каледонский этап впервые возникла Балтийская синеклиза, представляющая собой по существу крупный структурный залив, отходящий от области перикратонных опусканий. В виде значительно меньшего и более слабо выраженного структурного залива выделялась Подляско-Брестская впадина¹, которая практически целиком попадала в область Мазовецко-Приднестровской системы прогибов.

С надбалтийского раннего кембрия трансгрессия и общее региональное погружение шарнира Балтийской синеклизы изменились по сравнению с позднебайкальским этапом на противоположные и стали западными. В связи с этим Балтийская и Московская синеклизы обособились друг от друга Эстонско-Латвийской седловиной².

Если в результате формирования рифейских и вендских прогибов и впадин произошло первичное заложение восточного, северо- и юго-восточного бортов будущей Белорусской антеклизы как остаточной пассивной структуры, то в каледонский этап в связи с опусканием на западе перикратонного прогиба получил начальное оформление и ее западный борт. Эта крупная положительная структура впервые оказалась полностью обособленной, хотя на значительной западной своей территории и была перекрыта нижнепалеозойскими отложениями. Конечно, ее формы и размеры еще существенно отличались от современных.

¹ По П.И. Сувейздису, Подляско-Брестская впадина на раннекаледонском этапе была частью структурного залива Балтийской синеклизы.

² Не понимается как аналог герцинской Латвийской седловины.

В раннегерцинский подэтап, начавшийся с отложения кемерской свиты нижнего девона в Балтийской синеклизе и продолжавшийся вплоть до среднего франа, в опускание Московской синеклизы была вовлечена вся территория Припятского прогиба, причем бассейн последней соединялся с палеозойским Львовско-Люблинским прогибом.

Прогибанию подвергалась и вся Балтийская синеклиза, через территорию которой установилась связь девонских бассейнов Московской синеклизы с западноевропейскими.

Значительной активностью характеризовались более поздние стадии герцинского этапа, начиная с позднефранского времени. В позднем фране и фамене произошли интенсивные погружения и активные движения по разломам в первую очередь Припятского прогиба как части Припятско-Донецкого авлакогена. Здесь дважды возникла некомпенсированная депрессия, особенно глубокая (не менее 700 м) в задонско-елецкое время, окруженная карбонатными и вулканогенными шельфами на севере, востоке и западе и свалом терригенных пород на юге. Эти депрессии были заполнены франской и особенно мощной фаменской солью.

Средний фран—ранний фамен — это то примечательное время в истории развития Восточно-Европейской платформы, когда на месте ее окраинных частей, нередко на территории синеклиз впервые возникли такие глубоководные некомпенсированные бассейны, как Припятский и Днепровско-Донецкий прогибы, Прикаспийская впадина с субокеаническим разрезом земной коры, Камско-Кинельская и Печорская системы прогибов.

В карбоне, перми, раннем и среднем триасе произошло окончательное формирование Припятского прогиба. В результате интенсивных подвижек по разломам и процессов галокинеза в двух соляных толщах возникла чрезвычайно сложная структура прогиба с большим разнообразием тектонических форм. Для поверхности фундамента и подсолевых отложений характерна блоковая и пликативно-блоковая структура, для межсолевых — блоково-пликативная и для надсолевых — пликативная. Поперечное сечение Припятского прогиба и современных рифтовых грабенов показывает полное сходство их структуры. Это, несомненно, структура растяжения. Однако значительного раздвижения гранитного и осадочного слоев здесь не произошло, так как гранитный слой лишь частично утонен и чехол пород рифея и венда, а также отложений среднего девона и доворонежского верхнего девона, сформировавшихся в стадию синеклизы, не разорван и полностью сохранен в виде сплошного покрова.

В позднегерцинский подэтап по серии субширотных и диагональных разломов произошло активное воздымание блоков по соседству с Припятским прогибом, что привело к окончательному формированию Белорусской антеклизы с мощным размывом ранее отложившихся пород в ее сводовой части. Возникли субширотный Луковско-Ратновский горст и Мазурский выступ Белорусской антеклизы, обособившие Подляско-Брестскую впадину. Бобовнянский и Бобруйский выступы Белорусской антеклизы и Луковско-Ратновский горст возникли как компенсационные краевые поднятия, сопровождавшие образование рифтового грабена Припятского прогиба. Четкое ограничение с юга получила Балтийская синеклиза. В ее центральной части сформировалась мульда, хотя в целом она вновь обрела связь с Московской синеклизой. Только в герцинский этап полностью обособилась Воронежская антеклиза. Герцинский

этап — основной в развитии Львовско-Люблинского прогиба, для которого характерны пологое восточное крыло, расположенное на территории Восточно-Европейской платформы с добайкальским фундаментом, и весьма сложная структура западной части, развившейся предположительно на байкальском фундаменте с присущими ей субпараллельными складчато-надвиговыми дислокациями [Глушко, 1968; Вишняков, Котык, 1969].

Амплитуда опускания в герцинский этап максимальна для Припятского прогиба — 4–5 км, в Львовско-Люблинском она достигает 3–3,5 км, а в Балтийской синеклизе — более 800 м.

В киммерийско-альпийский этап на западе Восточно-Европейской платформы сформировались две главные структуры: над Припятским и Днепровским прогибами Припятско-Днепровская (или Украинская) синеклиза и Польско-Литовская впадина с Западно-Белорусской моноклиной, возникшие в связи с развитием Датско-Польской борозды и представляющие собой далекий борт Мазовецко-Люблинского прогиба.

Стрела прогиба Припятско-Днепровской синеклизы превысила 1,5 км. Воронежская антеклиза оказалась полностью погребенной мезозойско-кайнозойскими отложениями, образующими здесь Приднепровскую моноклинал.

Мезозойско-кайнозойские отложения Польско-Литовской впадины и Западно-Белорусской моноклинали погребли все структуры западной окраины платформы: юг Балтийской синеклизы, Белорусскую антеклизу, Подляско-Брестскую впадину, Луковско-Ратновский горст, западную часть Львовско-Люблинского прогиба, в результате чего все более древние горизонты этих структурных элементов претерпели наклон на запад и запад-юго-запад от десятков метров на востоке моноклинали до 2–2,5 км на западе.

Интересно отметить, что в киммерийско-альпийский этап Белорусская и Воронежская антеклизы как крупные единые положительные структуры не выделялись, а вот большинство осложняющих их тектонических элементов, в том числе и многие локальные, унаследованно развивались в течение всех основных платформенных этапов вплоть до современного с упрощением морфологии и амплитуды вверх по разрезу [Коженев, 1979].

Таким образом, современная структура Восточно-Европейской платформы сформировалась в результате сложного взаимодействия и интерференции разнообразных по возрасту, простираению, морфологии и знаку движения тектонических элементов.

С точки зрения нефтегазоносности наибольший интерес представляют Припятский прогиб и Балтийская синеклиза, в меньшей степени — Волинско-Подольская окраина Восточно-Европейской платформы.

Припятский прогиб ограничен краевыми разломами типа сбросов с суммарной амплитудой до 2–3,5 км. Ведущее значение разрывы имеют и в строении внутренних частей прогиба. Здесь их амплитуда достигает 2–2,5 км. Почти все разломы, главная фаза развития которых приходится на время от ливенского до озерско-хованского, проникают в доверхнесоленосные отложения.

В пределах Припятской нефтеносной области выявлено 25 месторождений с 73 промышленными залежами нефти. Все они приурочены к шести стратиграфическим подразделениям девонской системы и могут быть сгруппированы в следующие основные комплексы: подсолевой терригенный — 3 залежи, подсолевой карбонатный — 44 залежи, меж-

солевой — 23 залежи и верхнесоленосный — 3 залежи. Основные прогнозные запасы нефти относятся к межсолевому (50,8%) и подсолевому карбонатному (40,5%) комплексам.

Основываясь на представлениях о строении регионально нефтеносных формаций подсолевого и межсолевого комплексов Припятского прогиба и учитывая материалы о других критериях нефтеносности, можно выделить типы нефтеносных и перспективно-нефтеносных структур, объединенных в зоны нефтенакопления.

1. Зоны приразломных поднятий с опущенными по разрывам крыльями. Это основные региональные зоны нефтегазонакопления. Дифференцированная оценка перспектив нефтегазонаосности этих зон зависит главным образом от времени интенсивного развития локальных поднятий, характера изменения коллекторных свойств, гидрогеохимической обстановки и т.д. Более высокие запасы нефти в тех зонах, которые приурочены к участкам сочленения блоковых структур II порядка типа ступеней, горстов, и более низкие — в пределах внутриблоковых поднятий.

2. Внешние склоны зон приразломных опусканий. Здесь расположены ловушки, связанные с малоамплитудными поднятиями, а также стратиграфически и литологически выклинивающиеся.

3. Рифовые и рифоподобные структуры развиты в межсолевых отложениях в северной и западной частях Припятского прогиба.

4. Погребенные, частично расформированные локальные поднятия — новый объект нефтепоисковых работ.

В Балтийской синеклизе в 1968 г. открыты небольшие промышленные месторождения нефти (в Калининградской области — 10, в Литве — 7, в Латвии — 1), приуроченные к среднекембрийским отложениям (дейменасский горизонт). Перспективно нефтеносными являются карбонатные отложения ордовика и силура, в меньшей степени — терригенные образования нижнего—среднего девона и карбонатные породы верхней перми.

Поверхность фундамента и нижние (байкальский и каледонский) структурные комплексы чехла Балтийской синеклизы нарушены многими разломами. Наиболее крупные из них с амплитудой в сотни метров и протяженностью во многие десятки—сотни километров ограничивают структуры II порядка: впадины, прогибы, выступы, структурные носы и заливы. Малоамплитудные (десятки метров) локальные разломы ограничивают небольшие моноклиналиные блоки, грабены, горсты, к которым приурочены залежи нефти.

В центральной приосевой части синеклизы преобладают широтные и субширотные структуры II порядка: выступы (Лиепайско-Салдусский, Тельшайский, Шилальский, Большаковский, Калининградский и др.), прогибы и грабены (Клайпедский, Кретингский, Шилутский, Неманский, Прегольский и др.). Локальные разломы на этих структурах образуют диагональные и субмеридиональные зоны (Гаргждайская, Калининградская и др.), с которыми связаны локальные нефтеносные структуры.

Бортовые части синеклизы отличаются преобладанием структур типа структурных носов и заливов. Здесь в связи с резкой литолого-фациальной сменой отложений и появлением рифогенных образований возможны различные литологически ограниченные ловушки. Структурно-профильным бурением в средней части Литвы обнаружены насыщенные нефтью пласты и рифогенные постройки с коллекторами большой емкости.

В периферийных частях синеклизы, уже на границе с обрамляющими ее структурами, развиты горсты, грабены, выступы, структурные заливы, ограниченные разрывами. Они также перспективны в отношении нефтеносности, особенно если учесть добычу нефти на о. Готланд в рифовых образованиях ордовика.

На территории Волыно-Подоллии, где расположены Днестровский перикратонный и Львовский палеозойский прогибы, многочисленные нефтепроявления отмечены по всему рифейско-палеозойскому чехлу. Основные перспективы поисков залежей углеводородов следует связывать с кембрийскими и силурийскими отложениями, а отчасти — верхнепротерозойскими и девонскими. Кембрийские образования представлены мощными терригенными толщами, богатыми коллекторами (песчаники, алевролиты) и экранирующими их покрывками (аргиллиты). Общая мощность кембрийского комплекса на перспективной территории возрастает к западу от 200 до 1200 м. Территориально вдоль восточного борта Львовского прогиба происходит (с востока на запад) смена карбонатного разреза силура на карбонатно-глинистый. В первом здесь широко развиты биогермные постройки, образующие субмеридиальную Локачи-Подгайцевскую полосу (зону) рифов шириной 30—40 км. Они расположены на трех стратиграфических уровнях — в устьевско-мукшинском, малиновецком и скальском горизонтах.

В целом на Волыно-Подоллии выделяются три основные зоны возможного нефтегазонакопления. Восточная зона состоит из трех подзон, связанных с различными комплексами. Подзона I приурочена к полесскому комплексу рифея. Залежи углеводородов здесь ожидаются как в антиклинальных ловушках вдоль ряда северо-восточных разломов, так и в неантиклинальных — в полосе выклинивания терригенных образований вдоль южного борта рифейского прогиба. Кембрийский и вендский комплексы (подзона II) перспективны в пределах всей зоны. Ведущую роль в них, видимо, играют ловушки стратиграфического типа в узлах пересечения контуров распространения перспективных горизонтов с поперечными к ним поднятиями типа Локачинского и Гороховского. Подзона III охватывает Локачи-Подгайцевскую полосу силурийских рифов, где перспективны ловушки биогермного происхождения.

Центральная (Устилуг-Рогатинская) перспективная зона протягивается вдоль одноименного разлома между полосой силурийских рифов на востоке и Белз-Балучинской дислокацией Львовского прогиба на западе. Главный перспективный комплекс — кембрийский. Здесь можно ожидать антиклинальные и тектонически экранированные ловушки не только в отложениях кембрия, но и венда и отчасти девона.

Западная зона газонакопления, наиболее перспективная, охватывает территорию Львовского прогиба от Белз-Балучинской дислокации до Рава-Русского надвига на западе. Основной перспективный комплекс — кембрийский, второстепенные — вендский и девонский. Потенциальные ловушки газа — антиклинали, часто разбитые надвигами и сбросами. В этой зоне в 1964 г. были получены первые промышленные притоки газа из девонских отложений площади Великие Мосты, но залежи оказались незначительными.

Таким образом, строение и история тектонического развития запада Восточно-Европейской платформы полностью предопределили основные закономерности распределения месторождений нефти и газа, поэтому дальнейшее изучение тектоники с установлением многих деталей истории развития позволит выявить здесь новые месторождения этого ценного сырья.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзинь Л.Э., Востоков Е.Н., Канев С.В. Строение акваториальной части Балтийской синеклизы. — В кн.: Региональная тектоника Белоруссии и Прибалтики. Минск: Наука и техника, 1977.
- Вишняков И.Б., Котык В.А. К тектоническому районированию Львовского палеозойского прогиба. — В кн.: Проблема нефтегазоносности СССР. М.: ОНТИ ВИАМС, 1969. (Бюл. НТИ; Вып. 7).
- Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М.: Недра, 1968.
- Коженев В.Я. Белорусская антеклиза (строение, развитие, новейшая тектоника): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Минск, 1979.
- Нагорный М.А. О двух типах структур Волынского-Среднерусской системы прогибов. — В кн.: Геологическое изучение территории Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1979.
- Тектоника Прибалтики. Вильнюс: Мокслас, 1979.
- Тектоническая карта Белоруссии/Гл. ред. Р.Г. Гарецкий. М.: ГУГК, 1977.

УДК 551.242.51 : 553.98.2.061.3

Н.Я. КУНИН, Л.И. ИОГАНСОН

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ФОРМИРОВАНИЕ ЗОН НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

Древние платформы (кратоны) участвовали в фанерозойской истории как единые массивы сформировавшейся ранее континентальной коры. Поэтому их тектоническая дифференциация и формирование структур чехла происходили при преобладающей роли вертикальных движений. Однако необходимо учитывать и мобилистские представления о пространственной взаимосвязи окраинно-кратонных областей с инородными геоструктурами при трансформации послерифейских суперконтинентов, о пассивных и активных окраинах материков геологического прошлого.

Материалы по строению земной коры на различных кратонах весьма неоднородны, что обуславливает различную степень полноты описания строения кратонов. Обзор современных представлений о строении земной коры древних платформ начнем с наиболее изученных регионов.

В Северной Америке выполнены обширные сейсмические исследования в различных зонах континента с использованием различных систем наблюдения. Канадский щит характеризуется мощностью земной коры около 35 км, к окраинам континента на северо-востоке и севере она уменьшается до 30 км. Аналогичная картина установлена в южной части Гренландии. В разделяющем их Баффиновом проливе глубина верхней мантии всего 15 км.

В районе плиты Мидконтинента и Западно-Техасской синеклизы глубины поверхности М достигают 40 км и более, ее поведение в общих чертах согласуется с рельефом фундамента. Развитые здесь Мичиганский и Иллинойский бассейны округлы и характеризуются погружением фундамента до 3—4 км. Аналогичное погружение фундамента характерно для впадин Виллистонской и Альберты, размещенных к западу от щита и граничащих с Кордильерами. На крайнем юге платформы размещаются зоны резких погружений и перестроек земной коры; самые глубокие

прогибы Пермский, Анадарко, Ардмор, где глубина фундамента достигает 9 км, и разломная система Вичита. С запада к этой области примыкают Восточные Скалистые горы и массив Колорадо. Эта сложная зона характеризуется крупным прогибом поверхности М, глубины залегания которой более 50 км, резко дифференцированным ее рельефом, наличием волноводов в земной коре. Для земной коры Северо-Американского кратона характерны следующие особенности:

1. Общая относительно уменьшенная мощность земной коры (в среднем на 3–5 км меньше иных кратонов), относительно высокое стояние и большая площадь кристаллического щита, ограниченность развития интенсивно прогнутых зон фундамента по окраинам платформы. Даже в зоне предгорного прогиба у Кордильер глубина фундамента не более 3–4 км, большие погружения фундамента характерны для зон дезинтеграции кратона.

2. Наличие зон аномальной высокоскоростной коры, обнаруженной в районе оз. Верхнего, с $v_r = 6,5–7,0$ км/с, которая через зону Центрально-Северо-Американского регионального максимума силы тяжести прослеживается на юг до побережья Мексиканского залива. Эта высокоскоростная кора приурочена к докембрийскому шовному поясу и существенно не отображается в рельефе фундамента.

3. Выделение на большей части западного склона четкой отражающей границы Рил в низах коры, глубже которой $v_{пл} = 7,2–7,3$ км/с.

По Восточно-Европейской платформе (ВЕП) имеются наиболее богатый материал о v_r и составе фундамента и менее полные данные о рельефе поверхности М. Выполненные Г.А. Березиной обобщения показывают, что в пределах ВЕП возможно районирование земной коры по значениям v_r с выделением трех групп пород: 1) $v_r = 5,7–6,0$ км/с (гранитоиды); 2) $v_r = 6,05–6,35$ км/с (гнейсы, гранулитовые, амфиболитовые, диасидовые сланцы, чарнокиты и др.); 3) $v_r \geq 6,4$ км/с (основные породы — габбро, габбро-нориты, лабрадориты).

На территории ВЕП мощности магмаметаморфической (МГМТ) земной коры между фундаментом и границей М 30–50 км. По особенностям строения земной коры на ВЕП выделяют четыре типа областей:

1. Балтийский и Украинский кристаллические щиты (БКЩ и УКЩ), а также Воронежский кристаллический (ВКМ) и Белорусско-Литовский массивы характеризуются преобладающей мощностью МГМТ земной коры 40–50 км при отдельных частных отклонениях в ± 5 км. Отмечается четкая приуроченность к этим областям гранитизированной коры и коры гнейсового состава. При этом кора гранитизированная занимает примерно 80% территории ВКМ и по 50% территорий УКЩ и БКЩ. Области такой коры, отличающиеся высоким стоянием, вместе с тем имеют отдельные впадины — Свеаланд-Балтийскую. В целом области такого типа образуют Фенно-Сарматский макрошит мощной гранитизированной земной коры. В пределах последнего есть линейные пояса повышенной основности, картируемые высокоинтенсивными магнитными аномалиями типа Курской.

2. Поволжье, запад Волго-Урала и северо-восток платформы (включая Ижма-Печорскую, Мезенскую впадины и Среднерусский авлакоген) характеризуются мощностью земной коры 35–45 км и отчетливым преобладанием $v_r = 6,0–6,4$ км/с при примерно одинаковой незначительной роли гранитоидов и габброидов. Мощности МГМТ коры около 40 км. Здесь расположены впадины с погружением фундамента до 3–4 км.

3. Области пониженной мощности МГМТ земной коры (до 35 км)

со значениями v_r по поверхности фундамента 6,5–7,0 км/с в пределах кратона намечаются в Ветряном поясе и Иmano-Варгузском синклинории Балтийского щита. Наиболее характерно развитие зон высокой основности и подъема поверхности М для окраинных деструктивных областей, связанных с внешним восточным и юго-восточным обрамлением кратона. Такие области намечаются в зоне Верхнекамского (Калтасинского) авлакогена, раскрывающегося на восток, в Предуральском прогибе, в Прикаспийской и Хорейверской впадинах, в зоне, разделяющей Татарский и Оренбургский своды.

4. Авлакогенные системы типа Днепровско-Донецкой впадины и, возможно, Североморского грабена характеризуются резким сокращением мощности магмаметаморфической земной коры, ее отчетливо деструктивным характером, обратным отчетливым рельефом поверхностей М и фундамента. Здесь мощности МГМТ коры сокращены до 15–20 км.

На *Сибирской платформе* изучение земной коры предпринято главным образом в последние годы. Мощности земной коры в пределах платформы 32–45 км, на поверхности, представленной в основном гнейсами, $v_r = 6,0–6,4$ км/с. Обширные зоны интенсивной гранитизации мало характерны для этого региона.

На большей части щитов и невыразительных структур поверхности фундамента между Тунгусской синеклизой и оз. Байкал глубины залегания поверхности М 37–40 км. Существенно увеличены глубины М под обрамляющими структурами Енисейского кряжа и Байкальской складчатой области (до 46–47 км), в центральной части Тунгусской синеклизы (45–46 км), а также на северо-востоке Байкальского рифта (40–44 км). Относительно малые глубины поверхности М установлены под Енисей-Хатангским прогибом (32–37 км), в осевых частях Вилюйской синеклизы и Кемпиндйской впадины (34–36 км), а также на юго-западе Байкальского рифта (34–36 км).

Поверхность фундамента вне щитов Сибирской платформы расположена на трех различных уровнях: 1) на глубинах 2–4 км на Непско-Ботуобинской седловине и к юго-западу от нее; мощности магмаметаморфической коры здесь 37 ± 2 км и несущественно отличаются от щитов и их склонов; 2) на глубинах 7–8 км на большей части Тунгусской синеклизы; поверхности Ф и М характеризуются здесь относительно согласным поведением и мощности МГМТ коры близки 37 ± 2 км; в южной части синеклизы, однако, выделяются блоки с аномально высокими средними скоростями в коре, что свидетельствует о существенном повышении основности; 3) на глубинах 9–14 км размещается поверхность фундамента в осевых зонах Енисей-Хатангского прогиба, Вилюйской синеклизы и Кемпиндйской впадины; здесь воздымается поверхность М и мощность МГМТ коры сокращается до 20–25 км.

Таким образом, на кратонах северной группы строение земной коры отличается заметным разнообразием. При этом области кристаллических щитов и массивов характеризуются повсеместно относительно мощной земной корой, специфические области дифференцированной относительно маломощной магмаметаморфической земной коры приурочены к внутрикратонным и окраинно-кратонным деструктивным геоструктурам.

Среди Гондванских платформ наиболее изучена *Индийская*. Здесь на щите и его склонах установлена повсеместно континентальная земная кора, v_r по поверхности фундамента 5,7–6,2 км/с, а глубина залегания верхней мантии 37–41 км. По данным профиля ГСЗ, на *Северо-Китайской плите* при залегании фундамента с $v_r = 6,2$ км/с на глубине 10 км

поверхность М отмечается на глубине 35—37 км. По сейсмологическим данным, мощность земной коры на *Иранской платформе* 45—49 км.

В *Африке*, по небольшому числу сейсмических и сейсмологических данных, мощность земной коры 35—46 км в удаленных от берега районах и 30—35 км на береговых зонах, со снижением до 25 км в районе Восточно-Африканских рифтов и повышением до 50 км в Абиссинском нагорье. Мощность земной коры резко сокращается во впадине Красного моря до 5—15 км, в осевой части которого кора приобретает безгранитный облик. Границы кратона повсеместно, кроме северной окраины, очень резкие, разломные.

На *Австралийской древней платформе* мощность земной коры 37—42 км, а v_r по поверхности фундамента 6,1—6,3 км/с. Аналогичное строение по ориентировочным оценкам имеют кратоны Южной Америки и Антарктиды.

Необходимо подчеркнуть, что на данной стадии изученности земная кора Гондванид отличается от земной коры кратонов северной группы относительно пониженными граничными скоростями поверхности фундамента.

Обратимся теперь к краткому обзору нефтегазоносности кратонов, которая весьма детально изучена в Северной Америке и во многих регионах Европы и Северной Африки. Нефтегазоносность наиболее погруженных зон кратонов других регионов изучена слабо. Нефтегазоносны все окраинные бассейны Северо-Американской платформы, в которых уровень глубин прогибания фундамента превышает 2 км. Непродуктивна обширная внутренняя синеклиза Гудзонова залива.

Большое число месторождений сосредоточено в области западного устойчивого погружения плиты и на самом юге Мидконтинента, в области палеозойской активизации, к югу от линии Вичита — массив Колорадо, в непосредственной близости от Галф-Коста.

Нефтегазоносны области Мидконтинента, остававшиеся до конца девона приподнятыми, погружившиеся только с миссисипия и втянутые в устойчивое прогибание в перми и мезозое, а также зоны восточного предаппалачского раннепалеозойского прогибания, оказавшиеся впоследствии приподнятыми, т.е. не испытывавшие устойчивых погружений.

При этом во всех основных нефтегазоносных провинциях Северо-Американской древней платформы нефтегазоносен практически весь разрез палеозоя, начиная с его низов (Є—О).

На ВЕП внутренние впадины с относительно неглубоким залеганием фундамента бесперспективны или мало перспективны, в них выявлены только мелкие месторождения. Впадины с глубиной погружения фундамента до 3—4 км, примыкающие к перикратонным областям, относительно перспективны, с ними связаны нефтегазоносные земли Волгоградского, Саратовского и Куйбышевского Поволжья, Удмуртии.

С окраинными зонами дифференцированного рельефа фундамента, повышенной основности и уменьшения мощности земной коры и сопряженными с ними участками относительно кислых массивов земной коры связаны наиболее значительные провинции и месторождения востока ВЕП.

Высокие плотности запасов приурочены к отчетливо деструктивным структурам земной коры — авлакогенам.

Закономерности нефтегазоносности Сибирской платформы еще не познаны, однако едва ли случайна приуроченность большинства открытых здесь месторождений к осевым зонам Енисей-Хатангского прогиба и Вилъюйской синеклизы с сокращенной мощностью МГМТ земной коры.

Оценивая нефтегазоносность гондванских платформ, необходимо прежде всего указать на Северо-Африканскую и Аравийскую нефтеносные провинции, которые представляют собой обширные окраинные моноклинальные регионы, осложненные продольными и поперечными дислокациями блоковой природы. В наиболее прогнутых зонах этих провинций, размещаемых под водами Ионического моря и Персидского залива, фундамент погружен до 10–18 км и имеет безграничный состав.

Многочисленные осадочные бассейны внутренних районов Гондванид характеризуются слабо погруженным фундаментом (до 3–4 км) и являются непродуктивными или мало продуктивными, за исключением лишь, возможно, южноамериканских бассейнов.

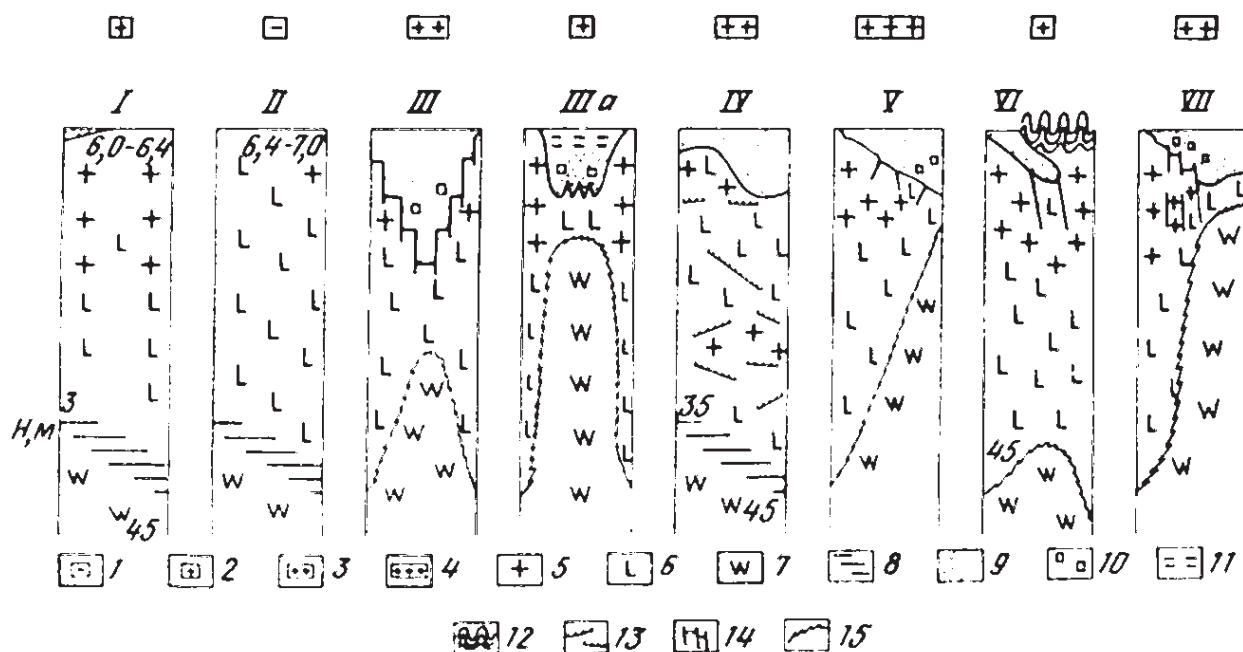
В меловых и кайнозойских отложениях периокеанических континентальных окраин всех гондванских платформ в последние годы открыты богатые нефтегазоносные провинции. Крупнейшие из них относятся к атлантическим окраинам Африки и Южной Америки.

Палеорекострукции с позиций мобилизма показывают, что положение подавляющего большинства фанерозойских нефтегазоносных бассейнов, начиная с раннего палеозоя, приурочено к континентальным окраинам, деструктивным зонам кратонов, тяготеющим к границам с зонами океанической коры. При реконструируемом соединении севера Африки с югом Северной Америки территории с богатейшими запасами палеозойских углеводородов — Сахаро-Ливийская и юга Северной Америки — оказываются приуроченными соответственно к южной и северной границам Палеотетиса. Пограничное положение с областями океанической коры характерно для палеозойских бассейнов остальной части Северной и Южной Америки и Евразии. Подобные соотношения сохраняются на протяжении всего фанерозоя.

Можно наметить следующие типы земной коры кратонов в связи с оценкой нефтегазоносности (см. рисунок).

I. Стандартная кратонная земная кора полного профиля мощностью 35–40 км, массивы которой в течение рифея–фанерозоя не обособлялись от кратонов и не подвергались переработке. Развита на щитах и кристаллических массивах кратонов и их периферий, занимает 70–90% площади кратонов. Поверхность фундамента характеризуется $v_r = 6,0–6,4$ км/с и расположена на малых глубинах. Глубина фундамента обычно до 1–2 км, редко до 3–5 км в осевых частях впадины, где скорее всего имела место начальная фаза рифтогенеза. Волноводы в земной коре редки и невыразительны. Неблагоприятны для нефтегазонакопления, обладают ограниченной способностью к эпейрогеническим погружениям, малоперспективны в нефтегазоносном отношении. ВЕП — впадина Мезенская, Балтийская, Московская; Северо-Американский кратон — впадины Гудзонова залива, Фокс, Мичиганская; Африканский кратон — впадины Таудени, Мали–Нигер, Конго, Калахари, Верхненильская.

II. Нормальная земная кора повышенной основности мощностью до 35–45 км. Как правило, пояса или полосы кулис шириной в десятки километров, протяженностью в многие сотни или тысячи километров. Фундамент характеризуется $v_r = 6,4–7,0$ км/с, толщи с такой пластовой скоростью залегают на глубинах 3–4 км. Примеры — Ветряный пояс, протерозойские “эвгеосинклинали” Кольского полуострова, оз. Верхнее — кряж Немаха. Обычно им отвечают выразительные полосовые гравитационные и магнитные аномалии. Глубина фундамента до 1 км. Эти относительно поднятые линейные структуры фундамента, по-видимому, представляют собой шовные зоны протерозойских столк-



Типы земной коры древних платформ и оценка их нефтегазоперспективности

Типы земной коры различной перспективности в нефтегазональном отношении: 1 — бесперспективные, 2 — малоперспективные, 3 — перспективные, 4 — высокоперспективные; 5–6 — земная кора: 5 — низкоскоростная ($y_{пл} = 6-6,4$ км/с), 6 — высокоскоростная ($y_{пл} = 6,4-7$ км/с); 7 — верхняя мантия; 8 — коридор возможных значений глубин поверхности М; 9–10 — главные комплексы осадочного чехла: 9 — терригенные отложения и карбонаты, 10 — эвапориты; 11 — крупные водоемы; 12 — орогены; 13 — отражающие границы в консолидированной коре; 14 — разломы; 15 — поверхность М. Земная кора: I — стандартная кратонная полного профиля, II — нормальная повышенной основности, III — деструктивная поперечных к континентальным окраинам рифейско-фанерозойских авлакогенов, IIIa — деструктивная мезозойско-кайнозойских авлакогено-рифтов, IV — окраинно-кратонных рифейско-палеозойских областей дезинтеграции и консолидации, V — равновесного переходного типа на длительно существовавших пассивных континентальных окраинах, VI — бывших пассивных окраин, VII — современных рифтовых окраинных кратонов

новений континентальных масс. Занимают единицы и доли процента площади кратонов, не перспективны для поисков углеводородов.

III. Деструктивная земная кора поперечных к континентальным окраинам рифейско-фанерозойских авлакогенов, для которых характерны следующие особенности.

1. Резко сокращены мощности МГМТ земной коры. Большие погружения поверхности фундамента и воздымание поверхности М. Обычно эти поверхности характеризуются антирельефом и сильной латеральной изменчивостью вкрест и по простирацию авлакогена.

2. Наличие в осевых частях высокоскоростных, вплоть до безграницных, зон.

3. Глубины фундамента 8–22 км. Впадины заполнены мощными разнообразными отложениями, для великих аридных эпох свойственно соленакопление. Глубина поверхности 25–40 км. Примерами являются впадины: Днепровско-Донецкая; системы Вичита; Енисей-Хатангская; Кемпиндэй-Виллюйская; видимо, Адамеус в Австралии; возможно, Амазонская в Южной Америке.

Разновидностью этих структур следует считать мезозойско-кайнозойские авлакогено-рифты, приведшие к расколу континентальных глыб и образованию современных морских бассейнов (Красное море, Баффинов пролив, Персидский залив).

IV. Земная кора окраинно-кратонных рифейско-палеозойских областей дезинтеграции и консолидации. Указанные области расположены обычно на дальних окраинах кратонов, максимально удаленных от щитов (углы кратонов, антиподальные щитам). В рифее или палеозое системой авлакогенов они отделены от единого массива кратона, но авлакогены не развились в рифты и быстро замкнулись. Мощности МГМТ коры несколько уменьшены — не более 30–35 км, v_r фундамента 6,2–7,0 км/с, глубины залегания фундамента 2–8 км, глубины М 35–45 км. Соотношения рельефа фундамента и М либо некоррелируемые, либо обращенные. В земной коре по всей ее мощности есть отражающие площадки, свидетельствующие о развитии волноводных ячеек, возможно, глубинных надвигов при скучивании. Кора характеризуется повышенной основностью как за счет макробрекчиевидности и участия в ее строении безграничных участков, так и за счет возможно неоднократных актов утонения и наращивания дополнительными основными массивами при скучивании и стаскивании (при актах миниконсолидации).

Впадины выполнены терригенными и карбонатными толщами при подчиненной роли хемогенных, без региональных проявлений длительного некомпенсированного осадконакопления. Примерами таких областей являются юго-восток Волго-Урала, Пермский бассейн США. Обычно сравнительно близко размещаются области с субокеанической безграничной земной корой.

V. Земная кора равновесного переходного типа на длительно существовавших пассивных континентальных окраинах, характеризуемая асимметричным профилем, сформировавшимся на границе континента и океана между стандартной кратонной (тип I) и океанической корой.

Отличается общим постепенным малоградиентным погружением поверхности фундамента от 0 до 10–14 км и более, постепенным соответствующим воздыманием поверхности М, сокращением мощности МГМТ коры до 5–15 км. Ширина зоны погружения 200–500 км. Примерами являются Западно-Канадский, Северо-Африканский, Аравийско-Персидский склоны. Здесь перспективен весь разрез, имеются устойчивые пути миграции. С корой этого типа связаны крупнейшие нефтегазоносные бассейны.

VI. Земная кора бывших пассивных окраин, испытавших коллизию, сформирована в результате коллизионной (столкновенческой) переработки коры типов I–V. На внешней периферии кратона формируется складчатый ороген с "корнями гор", где глубины М достигают 50 км. Поверхность фундамента в прилегающих предорогеновых впадинах ведет себя по-разному, в зависимости от характера коллизионных событий.

Глубина залегания фундамента преимущественно до 6–8 км, а глубина М резко дифференцирована: 45–38–50 км. От авлакогенового типа отличаются асимметрией строения земной коры и наличием различных коллизионных структур. На склонах передовых прогибов (Предандийский, Преаппалачский, Предуральский и др.) поверх продуктивного пассивно-окраинного комплекса залегает молассовый комплекс.

VII. Земная кора современных рифтовых окраинных кратонов характеризуется несформировавшимся профилем (начальная фаза типа V).

Мощность земной коры вкrest простираения окраин кратона быстро сокращается от 35–40 км до 5–7 км, отчетливо выделяется зона перехода от кратона к океану шириной до 100 км, в которой накапливаются в основном асимметричные терригенно-хемогенные седиментационные линзы. Глубина залегания фундамента до 6–8 км.

Таким образом, изучение взаимосвязей строения земной коры и нефтегазоносных кратонов позволяет наметить следующие закономерности в распределении нефтегазоносных бассейнов:

1. Наиболее общим правилом можно считать приуроченность на древних платформах высокоперспективных областей к зонам деструктивных фанерозойских преобразований земной коры.

2. На древних платформах основные запасы связаны с областями устойчивых перикратонных погружений, отделенных от обрамляющих складчатых областей зонами безграничной земной коры, базальтовыми окнами. Зоны непосредственных контактов древней платформы с прилегающим складчатым сооружением менее благоприятны для нефтегазонакопления.

3. Высокоперспективны окраинно-кратонные глыбы (острые углы кратонной коры), переработанные рифтогеннозом и сочленяющиеся по узким внутripлатформенным складчатым или шовным зонам с областями безграничной коры.

4. Высокоперспективны фанерозойские авлакогены (как не испытывавшие, так и испытывавшие инверсию) с деструктивной корой, но без интенсивной складчатости.

Выявленные закономерности позволяют наметить некоторые направления поисков нефти и газа на древних платформах СССР. Значительный интерес представляют обширные склоновые, гомоклинальные части древних платформ, обращенные к существующим ныне складчатым сооружениям. На Сибирской платформе в этом отношении заслуживает первоочередного внимания восточный склон плиты (Мунский свод и Верхнемунская впадина), обращенный к Приверхоянскому краевому прогибу.

УДК 553.98

Г.И. АМУРСКИЙ, Я.А. БЕРЕТО

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГАЗОНОСНОСТИ ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Под восточными районами Восточно-Европейской платформы в данном случае подразумеваются приграничные с Прикаспийской впадиной районы платформы, административно приуроченные к Куйбышевской и Оренбургской областям, Предуральский краевой прогиб, а также территория между Тиманским погребенным краем и Уралом, обычно именуемая Тимано-Печорской областью или провинцией.

В юго-восточной части Волго-Уральской провинции газовые и нефтегазовые залежи приурочены к нижне- и верхнепермским отложениям Самаркинского и Большекинского валов, а также поднятия Жуковско-Городецкой зоны. Их развитие по площади контролируется распространением и свойствами галогенно-сульфатных или сульфатных толщ кунгурского яруса и литологически сходной по составу так называемой гидрохимической свиты казанского яруса верхней перми.

При общей мощности осадочного чехла в этих районах порядка 3—4 км газовые и газонефтяные залежи приурочены к верхней части разреза в интервале глубин 250—900 м. Образование нижнепермских газовых скоплений произошло вследствие выделения газа из нефти в

условиях, когда пластовые давления стали меньше давления насыщения нефтей газом.

Газовые залежи в верхнепермских коллекторах имеют прямую генетическую связь с нижнепермскими. Они расположены лишь там, где кунгурская эвапоритовая толща представлена ангидритами, залегающими на глубинах, меньших 800 м. В зоне развития нижнепермской каменной соли надсолевые отложения верхней перми, несмотря на наличие соответствующих ловушек, непродуктивны. Верхнепермские газовые залежи представляют собой частично или полностью оторвавшиеся газовые шапки нижнепермских углеводородных скоплений. Такой вывод сделан как на основании соответствующих закономерностей в составе газа верхне- и нижнепермских залежей, так и на основании характера изменения состава и свойств эвапоритовых флюидоупоров в нижнепермском комплексе [Берето, 1971].

Формирование газовых шапок и переток газа через сульфатную покрывку связаны с общим подъемом территории, снижением глубины залегания вследствие уничтожения сравнительно мощной толщи мезозойских отложений длительной предакчгыльской эрозией. Мощность уничтоженных эрозией осадков на рассматриваемой территории примерно 800—1000 м. С одной стороны, снижение глубины залегания пластов-коллекторов сопровождалось уменьшением пластового давления, что и обусловило определенную дегазацию нефтей, с другой — уменьшение глубины залегания, т.е. всестороннего горного давления, соответствующим образом отразилось на качестве сульфатных (ангидритовых) покрывок в сторону потери (возможно, временной) их газоупорных свойств, что доказано соответствующими экспериментами [Ставрогин, 1968], а также и на примере других нефтегазоносных регионов.

Таким образом, существование зоны газонакопления в верхнепермской толще и зоны нефтегазонакопления в нижнепермском докунгурском комплексе генетически связано с новейшими (неогеновыми) тектоническими движениями положительного знака, обусловившими выделение газообразных углеводородов из нефти и их перераспределение в разрезе пермских отложений вследствие изменения свойств эвапоритовых флюидоупоров.

В юго-восточной части платформы в районе сочленения Прикаспийской впадины и Предуральяского прогиба расположено Оренбургское газоконденсатное месторождение. Диапазон газонасности здесь охватывает отложения от нижней докунгурской перми до среднего карбона включительно. Основными факторами, контролировавшими формирование месторождения наряду с существованием крупного поднятия, на наш взгляд, являются наличие весьма надежного газопора — кунгурской галогенно-сульфатной толщи — и близость ловушки к двум обширным областям мощного прогибания — Предуральскому прогибу и Прикаспийской впадине. Эти области считаются зонами генерации большого количества газообразных углеводородов.

В Предуральском прогибе основная масса открытых к настоящему моменту залежей углеводородов сосредоточена в карбонатных толщах нижней перми и (или) верхнего—среднего карбона, перекрываемых региональными нефтегазоупорами. В Бельской впадине залежи нефти установлены также в верхнем—среднем девоне, а в Косью Роговской впадине фонтаны газа получены также из силура.

В Бельской, Юрюзано-Сылвенской и Верхнепечорской впадинах отмечается достаточно четкая зональность в размещении скоплений жид-

ких и газообразных углеводородов. Платформенные склоны этих впадин характеризуются развитием нефтяных или газонефтяных залежей, в то время как внутренние борта впадин на большей своей части преимущественно газоносны. Однофазные скопления углеводородов охватывают широкие гипсометрические интервалы разреза, измеряемые несколькими километрами.

Структурные и литологические особенности газоносной внутренней зоны не более благоприятны для газонакопления, чем на платформенном борту прогиба или в пределах собственной платформы. Следовательно, существование регионально газоносной зоны, очевидно, объясняется особыми условиями, при которых генерировались главным образом газообразные углеводороды.

В целом для осадочного чехла Предуралья степень метаморфизма $P_{ОВ}$ растет в направлении от платформы к Уралу, достигая нередко уже в пермских отложениях восточного борта прогиба коксовой стадии. В более глубоко залегающих толщах степень метаморфизма $P_{ОВ}$, несомненно, еще более высокая. В данном случае можно говорить о пространственном совпадении зоны газогенерации и зоны газонакопления.

Так, состав и свойства покровов, имеющие весьма важное значение для аккумуляции газа, различны на платформенном и внутреннем бортах прогиба. В пределах платформенного склона покровы представлены эвапоритовыми толщами или "нормальными" пластичными глинами (плотность 2,2–2,3). Во многих залежах внутреннего борта газопоры сложены специфическими относительно высокоплотными (плотность 2,5–2,7) аргиллитоподобными породами, состоящими из комплекса глинистых минералов (каолинит, гидрослюда, смешанослойные), за исключением монтмориллонита. Глинистые частицы сцементированы между собой кремнисто-кальцитовым цементом, из-за чего порода лишена пористости, не содержит воды и обладает ничтожной пластичностью, поскольку глинистые частицы при наличии цемента не имеют возможности разбухать.

Структурные условия в газоносной зоне внутреннего борта также менее благоприятны для аккумуляции газообразных углеводородов по сравнению с таковыми платформенного склона прогиба. В пределах внутреннего борта развиты высокоамплитудные антиклинальные складки, практически повсеместно осложненные дизъюнктивными нарушениями, надвигами или взбросо-надвигами, амплитуды горизонтальных перемещений которых нередко измеряются десятками километров. Антиклинальные складки, содержащие газовые скопления, генетически связаны с надвигами и приурочены к их головным частям.

Перемещение огромных по площади и мощности масс горных пород при образовании надвигов и шарьяжей на значительное расстояние и за относительно короткое время, несомненно, должно сопровождаться весьма существенным температурным эффектом, выражающимся в повышении температуры соприкасающихся толщ как под надвигами, так и над ними. Это, с одной стороны, могло интенсифицировать процесс газообразования, с другой — обусловить выделение газа из воды вследствие ухудшения его растворимости и сжижения капиллярного давления при повышении температуры. Кроме того, перемещение водонасыщенных пластов-коллекторов из областей большего давления в зоны меньшего давления также, бесспорно, должно сопровождаться выделением углеводородов из воды и в первую очередь в головных частях пластов (надвигов), где образуются ловушки, в которых формируются газовые залежи.

Совпадение по времени надвигообразования и по существу наиболее крупной фазы деформации и фаз регионального метаморфизма указывает на резкое усиление потоков летучих компонентов и тепла, поднимающихся по рубцовым зонам. Эти потоки стремятся распространиться по системам пологих сколовых поверхностей, оперяющих рубцовые зоны в верхних горизонтах земной коры [Ажгирей, 1977]. При этом предполагается, что в относительно короткие интервалы геологического времени по рубцовым тектоническим зонам могут проходить потоки летучих и переносимого ими тепла интенсивностью до $30-50 \text{ мккал/с} \cdot \text{см}^2$.

Образование УВ, видимо, происходит под влиянием широкой гаммы (спектра) метаморфизма как в условиях нарастающего, прогрессивного метаморфизма начальных этапов сжатия и надвигообразования, так и в зоне разрядки напряжений, куда стремятся мигрировать флюиды, на которые накладываются процессы динамометаморфизма и контактного метаморфизма. Совмещение и "переплетение" в пространстве и времени напряжений и их наложение на фоновый региональный или геостатический метаморфизм этих видов и их концентрация в сравнительно узкой полосе создают условия активной генерации и аккумуляции УВ, которые, учитывая сравнительную геологическую кратковременность процесса горообразования (надвигообразования), можно рассматривать как "импульсное" углеводородообразование и накопление. Этот термин приобретает более четкое содержание при сравнении с продолжительностью и характером генерации УВ в платформенных НГБ.

Опосредованное же воздействие сил сжатия на РОВ, а также на емкостные и фильтрационные свойства пород, флюидальную систему, в том числе и УВ, а особенно на резонансные структуроформирующие напряжения, приводящие к формированию зон локальных антиклинальных структур, охватывает значительно более широкую полосу. Мы полагаем, что зона опосредованного воздействия сил горизонтального сжатия на процессы нефтегазогенерации и нефтегазонакопления может более чем вдвое превышать ширину морфологически выраженной зоны сжатия. При этом в каждом конкретном случае необходимо учитывать особенности анализируемой территории. Именно поэтому внешняя граница Приуральской зоны влияния сил сжатия на нефтегазонакопление и нефтегазообразование представляет волнистую линию, выпуклые в сторону Урала участки которой соответствуют более консервативным частям края континентальной плиты.

Так как надвиги выходят на дневную поверхность [Плюснин, 1969] и, следовательно, секут стратиграфически наиболее молодые толщи пород (чаще всего это верхняя пермь или триас), то и возраст образования дизъюнктивов, равно как и возраст генетически связанных с ними антиклинальных структур, является триасовым или послетриасовым. Это относится не только непосредственно к внутреннему борту Предуральского прогиба, но и к примыкающему к нему с востока западному склону Урала, где, как известно, продолжают развитие палеозойские карбонатные формации платформенного типа — объект для поисков углеводородных скоплений [Соколов и др., 1975]. Как показал В.Н. Пучков [1976], внешняя зона западного склона Урала в течение ордовикско-каменноугольного времени по всем структурным и формационным признакам отвечала платформе и лишь с конца палеозоя была захвачена явно наложенной линейной складчатостью уральского простирания. Эти отложения были деформированы в заключительные

этапы варисийского орогенеза (пермь—триас) и в более молодое время. Анализ новейшей тектоники региона (А.П. Рождественский, Ю.Е. Журенко, В.П. Трифонов) показал, что и в неоген-четвертичное время происходили активные подвижки положительного знака на Урале и отрицательного — в прогибе.

Основные газonosные районы Тимано-Печорской провинции расположены в Предуральском прогибе (Верхнепечорская и Косью-Роговская впадины).

В пределах собственно платформенной части провинции газовые и газонефтяные залежи обнаружены на территории Омра-Сойвинского выступа, осложняющего юго-восточный склон Тимана, а также в пределах Печоро-Кожвинского и Шапкино-Юрьяхинского валов.

Углеводородные скопления Омра-Сойвинского выступа приурочены к девонским терригенным коллекторам, непосредственно в зоне их выклинивания на склоне Тимана. По мнению А.Я. Кремса с соавторами [1974] и других, генезис залежей свободного газа данного района связан с посткаменноугольным подъемом Тимана, сопровождавшимся эрозией палеозойских образований и снижением пластового давления, выделением газообразных углеводородов из нефти, мигрировавшей из более погруженных участков в зону, где давление насыщения нефтей газом несколько превысило пластовое давление.

Газовые и газонефтяные скопления рассматриваемого района в настоящий момент находятся в интервале глубин 600–1200 м. Мощность осадочного чехла здесь варьирует примерно в таких же пределах. Следовательно, вторичный характер залежей (образование путем миграции) не вызывает сомнения.

Печоро-Кожвинский мегавал (авлакоген) пересекает центральную часть Печорской синеклизы в северо-западном направлении и расположен в области глубинного шва, по которому сочленяются разнородные по составу блоки фундамента. Его протяженность более 200 км. Мегавал представляет собой инверсионную структуру, возникшую над глубоким позднедевонско-раннепалеозойским грабеном. В среднем карбоне прогибание сменилось кратковременным подъемом, а в ранней перми — интенсивной инверсией. Современный структурный план мегавала сформировался в заключительную фазу герцинского тектогенеза и в более позднее время [Кремс и др., 1974].

Южное продолжение вала простирается в зону передовых складок западного склона Северного Урала. Именно со структурами южной части вала связаны девонские газоконденсатные залежи (Печоро-Кожвинское, Печорогородское, Западно-Сопляское и другие месторождения), приуроченные к глубинам 3000–3300 м.

Суммарная мощность осадочного чехла в пределах мегавала, по материалам бурения и геофизики, не менее 5–6 км.

Шапкино-Юрьяхинский вал, как и Печоро-Кожвинский, представляет собой инверсированный авлакоген, выполненный толщей осадочных пород мощностью, по геофизическим данным, 5–7 км. Нижние горизонты чехла вала пока не вскрыты скважинами. Инверсия здесь имела место в более молодое, послепермское время. Ограничивающие вал разломы, по-видимому, секут всю толщу осадочного чехла.

В отличие от Печоро-Кожвинского мегавала на Шапкино-Юрьяхинском развиты средне-верхнекаменноугольные, нижне- и верхнепермские, а также триасовые отложения, к которым приурочены газоконденсатные (карбон—нижняя пермь) и газовые (верхняя пермь, триас) залежи

в интервале глубин 1000–2600 м. Для некоторых месторождений вала характерно наличие многопластовых газовых и газонефтяных залежей (Южно-Шапкинское — 4 залежи, Василковское — 5 залежей и т.д.). Количество залежей контролируется существованием в разрезе пермо-карбона пластов-флюидоупоров. Последние по площади вала распространены неравномерно, за исключением глинистого пласта в основании кунгурского яруса, удерживающего на большинстве месторождений основные по запасам залежи.

Нижнепермско-верхнекаменноугольная толща в пределах вала представляет собой единую гидродинамическую систему. Залежи в этой толще газоконденсатные, в ряде случаев подстилаются нефтяными оторочками. Соотношение запасов нефти к газу в таких случаях обычно 1:5 — 1:6. Залежи в верхнепермских и триасовых терригенных коллекторах (глубины 1000–1300 м) чисто газовые. Очевидно, Шапкино-Юрьяхинский вал представляет собой (по отложениям $C_3 - P_1 - P_2 - T$) зону преимущественного газонакопления.

Судя по характеру развития залежей в разрезе, положению газоводяных и водонефтяных контактов, а также закономерному изменению состава газа, концентрация азота увеличивается вверх по разрезу, а содержание метана убывает примерно в эквивалентных количествах; углеводородные скопления вала сформировались за счет вертикальной миграции.

Таким образом, из изложенного выше можно сделать следующие выводы.

На рассматриваемой территории собственно платформы выделяются зоны газонакопления и нефтегазонакопления. Газоносность последних генетически связана с нефтью и обусловлена тектоническими движениями положительного знака. В современном структурном плане эти зоны приурочены к гипсометрически относительно приподнятым участкам залегания продуктивных горизонтов, имеющих сравнительно низкие пластовые давления.

Зоны преимущественного газонакопления приурочены к структурным элементам, в пределах которых развиты достаточно мощные (5 км и более) толщи осадочных пород.

Существование региональной Западно-Уральской зоны газонакопления тесно связано с особенностями ее тектонического развития. Надвигообразование в зоне западного склона Уральского палеорифта явилось, по-видимому, достаточно мощным дополнительным источником палеотемператур, стимулирующих газобразование и газонакопление. Это дополнительное температурное воздействие могло быть двоякого рода: глубинное — за счет более теплопроводящей зоны наклонных надвигов и термомеханическое — за счет перемещения крупных масс пород по надвигу.

Все наблюдаемые в настоящий момент залежи свободного газа как в пределах непосредственно платформы, так и в прогибе сформировались в относительно молодое, послегерцинское время. В отдельных случаях можно более конкретно говорить о неогеновом времени образования газовых скоплений.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977.
Берего Я.А. Некоторые особенности формирования и размещения газовых и газонефтяных залежей, перекрываемых сульфатными и галогенно-сульфатными покровными. — Геол. нефти и газа, 1971, № 6.

- Кремс А.Я., Вассерман Б.Я., Матвеевская Н.Д. Условия формирования и закономерности размещения залежей нефти и газа. М.: Недра, 1974.
- Плюснин К.П. Шарьяжи западного склона северного и среднего Урала. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1969, № 4.
- Пучков В.Н. Палеозойские доорогенные формации Западного склона Урала. — Геотектоника, 1976, № 5.
- Соколов В.Л., Гаркуша М.П., Голубева З.В. Соотношение поверхностной и глубинной структур Западного склона Южного Урала и перспективы их газоносности. — В кн.: Геология и разведка газовых месторождений. М.: ВНИИГаз, 1975.
- Ставрогин А.Н. О влиянии деформаций на проницаемость горных пород. — В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней мантии земной коры. М.: Наука, 1968.

УДК 551.24 : 553.98

В.Л. СТУПАКОВ, С.Н. ГУШКОВИЧ

ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ЗОН ПРОГИБАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГАЗОНОСНОСТИ

Свыше 25% из разведанных запасов газа в мире связаны с платформенными формациями палеозоя, развитыми в пределах крупных стабильных блоков земной коры — древних платформ. Подавляющая часть палеозойского газа заключена в пермско-каменноугольном литолого-стратиграфическом комплексе.

Нижнепалеозойские отложения пока еще не играют заметной роли в общем балансе газа, что во многом объясняется их слабой разведанностью. Поэтому поиски газовых месторождений в нижнем палеозое — одно из перспективных направлений, в том числе и на территории европейской части СССР. Первые притоки газа из силурийских образований получены, например, в Тимано-Печорской провинции.

Как известно, для газовых залежей, особенно крупных, решающее значение имеет характер покрывки, в качестве которой чаще всего выступают эвапориты или мощные толщи пластичных глин. В палеозойских отложениях пеллитоморфные породы даже большой мощности не препятствуют проникновению газа вверх по разрезу и не могут служить региональным экраном. Поэтому для палеозоя основным газопором служат гидрохимические образования. Практически все мировые ресурсы газа в палеозое контролируются эвапоритовыми толщами. Это одна из особенностей условий распределения газа в рассматриваемых отложениях. В подавляющем большинстве гидрохимические образования приурочены к верхней части палеозойского разреза, где они охватывают возрастной диапазон от верхнего карбона до верхней перми, иногда до нижнего триаса.

Особенностью распределения газовых ресурсов в недрах является их приуроченность к зонам глубокого погружения фундамента. Если нефть образует крупные скопления и в зонах с чехлом небольшой мощности, то открытие значительных месторождений газа в таких условиях — редкое исключение. Все мировые разведанные ресурсы газа связаны с зонами глубокого прогибания, именно поэтому изучение закономерностей формирования и развития этих зон приобретает особо важное значение для обоснования направлений поисков и разведки в первую очередь газовых месторождений.

Как известно, зоны глубокого прогибания по генезису подразделяются на два основных типа: платформенный и геосинклинальный. Оба типа в процессе своего развития проходят стадию образования глубокого прогиба, компенсированного осадками. Однако впоследствии судьба накопившихся осадочных толщ оказывается различной. В прогибах платформенного типа осадки остаются недислоцированными, а в прогибах геосинклинального типа они претерпевают значительный диастрофизм и складчатость.

До недавнего времени прогибы геосинклинального типа при геотектоническом районировании противопоставлялись платформам, что объяснялось существенным различием в строении земной коры. Однако накопившаяся многолетняя геолого-геофизическая информация и интенсивная научная ее проработка в последние годы показали, что геосинклинальные прогибы возникают в теле платформ и в региональном тектоническом плане они отражаются только как локальные структурные неоднородности в земной коре этих платформ. Так, приуроченность геосинклинальных прогибов палеозоя к узким, линейным локальным зонам доказывается всей совокупностью геолого-геофизических данных. Можно считать установленным, что они зародились на материковой коре, обладающей мощным гранито-гнейсовым слоем.

Только геосинклиналям байкальского этапа приписывается другая генетическая сущность. Считается, что байкальские геосинклинальные прогибы сформировались на океанической коре. Такое представление сложилось из предположения, что на добайкальском этапе материковая кора существовала только в пределах крупных консолидированных блоков — будущих древних платформ, которые разделялись обширными пространствами с океанической корой, в дальнейшей эволюции преобразованными в геосинклинальные складчатые пояса.

Как отмечает М.В. Муратов [1977], формирование гранитно-метаморфического слоя, т.е. фундамента древних платформ, происходило в ранние этапы развития земной коры — архее, раннем и среднем протерозое; участки с океанической корой сохранялись длительное время, и земная кора материкового типа возникла позднее, в течение позднего протерозоя (рифей), мезозоя и кайнозоя.

Таким образом, байкалиды, слагающие фундамент геосинклинальных складчатых поясов, должны иметь сплошное развитие в их пределах. Кроме того, генетическое отличие их от геосинклиналей фанерозоя должно найти соответствующее отражение в современной структуре Земли.

Однако ни в формационном, ни в структурном отношении байкальский структурно-вещественный комплекс не отличается от структурно-вещественного комплекса любого возраста. Складчатые системы байкалид представлены на Земле мио- и эвгеосинклинальными формациями, сосредоточенными в узких, линейных, протяженных зонах.

По-видимому, байкальский тектогенез не является исключительным, а подчиняется единой для всех эпох схеме развития земной коры. Все геосинклинальные прогибы являются эпикратонными. Они закладываются на материковой коре на стадии ее растяжения. Этот механизм образования прогибов характерен и для древнейших эпох.

Как убедительно показано в работе В.М. Муратова [1979], осадочно-вулканогенные образования раннего протерозоя накапливались также в прогибах, образовавшихся в результате раскола и дробления архейского кристаллического основания.

Отмеченные закономерности можно проследить по истории развития региона, в пределах которого после палеозоя геосинклинальных складчатых систем не возникало, т.е. добайкальская структура земной коры была наименее преобразована последующими фазами тектогенеза. Такой регион, как известно, расположен в северо-западном секторе Евразии и сопредельной с ним Северной Атлантике. Он охватывает восток Северной Америки, Гренландию, Северную Атлантику, север Европы и северо-запад Азии. В соответствии с современным тектоническим районированием в этот регион входят древние платформы — Восточно-Европейская и Сибирская и геосинклинальные складчатые пояса — Грампианский, северная ветвь Урало-Монгольского и северный сектор Средиземноморского.

Имеющиеся в настоящее время геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что в пределах всего этого обширного региона, включающего разнородные геоструктуры современного тектонического плана, земная кора на добайкальском этапе повсеместно была материкового типа. Это была единая, монолитная, стабилизированная, континентальная область — кратон.

Континентальный тип земной коры фундамента древних платформ не требует доказательств. В пределах геосинклинальных поясов существование древнего континентального субстрата установлено по многочисленным выходам его на современную поверхность Земли, а в отдельных местах древнейшие архейско-нижнепротерозойские образования вскрыты бурением.

В Грампианском геосинклинальном поясе еще со времени Зюсса к северу от Британских островов предполагалось существование древней платформы Эриа, край которой до настоящего времени сохранился на Гебридских островах и северо-западном нагорье Шотландии. Ее фундамент имеет архейско-нижнепротерозойский возраст. Геолого-геофизические исследования последних лет не только подтвердили наличие добайкальского кристаллического блока к северу от Британских островов, но и показали, что площадь его значительно обширнее. Выделяемая в Северной Атлантике область Северных порогов включает уже указанные ранее выходы добайкальских образований на Гебридских островах и северной части Британских островов, а также архейские породы, вскрытые бурением на плато Роколл. Геофизические данные позволяют утверждать, что архейский фундамент имеют поднятия Фере, Хаттон, Роколл, Поркьюпайн и др. Кроме того, достоверно установлен выход архейских пород по периферии Скандинавии, на Лофотенских и Вестероленских островах. Таким образом, широкое развитие блоков добайкальской консолидации в пределах Грампианского пояса не оставляет сомнения в том, что перед байкальским диастрофизмом вся эта территория обладала материковой корой, подобной древним платформам.

Распределение добайкальского кратона в пределах Урало-Монгольского пояса подтверждается существованием его реликтов в современной структуре этого пояса.

В настоящее время установлено, что роль добайкальских блоков в фундаменте Западной Сибири довольно велика [Буш и др., 1976; Буш, Кирюхин, 1976; Сизых и др., 1978]. Здесь достоверно выделяются такие добайкальские массивы, как Кокчетавский, Улутау-Муюкумский, Ханты-Мансийский, Надымский, Карский и др. Наличие добайкальских массивов — прямое свидетельство добайкальской стабилизации территории Западной Сибири.

Материковая кора была повсеместно развита на добайкальском этапе и на площади современной Европы, часть которой входит уже в Средиземноморский геосинклинальный пояс. Сюда на добайкальском этапе простиралась древняя Восточно-Европейская платформа. Реликты фундамента этой платформы выступают на поверхность и вскрываются скважинами под палеозойскими осадками. Глыбы древнего субстрата доныне сохранились в структурном плане, например Нормандский массив, массив Мидленда (Англия), поднятие Рингкёбинг-Фюн, Восточно-Эльбский массив. Кроме того, породы добайкальского возраста вскрыты в основании Верхнесилезской впадины. Многочисленные осколки добайкальского континентального субстрата всюду рассеяны в составе метаморфизованных массивов Западной Европы. Таким образом, и Средиземноморский геосинклинальный пояс на добайкальском этапе был частью кратона, обладающего хорошо развитой материковой корой.

Следовательно, на добайкальском этапе предполагаемое различие в строении рассмотренных древних платформ и геосинклинальных поясов, положенное в основу их выделения, имеющимися фактическими данными не подтверждается. Этот вывод имеет принципиальное значение, поскольку он определяет дальнейшую эволюцию земной коры.

Как известно, конечным результатом проявления геосинклинального процесса считаются создание гранитно-метаморфического слоя и становление коры континентального типа. Однако, как было показано, гранитно-метаморфический слой уже существовал повсеместно до заложения геосинклинальных прогибов неогей. Эволюция же земной коры проходила под знаком разрушения этой стабилизированной области. Причем деструкция континентальной коры обуславливалась процессом, в котором определяющую роль играли явления ее растяжения и раскола.

Первичная реконструкция земной коры рассматриваемого региона совершилась на байкальском этапе, когда ее территория оказалась расколотой системой разноплановых прогибов. Изучение формационно-структурных зон байкалитид показало, что они образовались в результате эволюции прогибов эвгеосинклинального, миогеосинклинального и авлакогенного типов. Причем все прогибы были сформированы в узких, линейных, протяженных зонах и имели локальное распространение.

На протяжении фанерозоя деструкция консолидированной земной коры в пределах региона совершалась последовательно на каледонском, герцинском и альпийском этапах развития. При этом характер и стиль деформаций оставались теми же. Отмечается лишь некоторое сокращение площади приложения сил рифтообразования, особенно эв- и миогеосинклинальных типов. Так, на альпийском этапе прогибов этого типа здесь уже не возникало.

Все три установленных в регионе типа прогибов образовались в условиях растяжения и раздвигания континентальных блоков земной коры и по набору характерных признаков отвечают понятию рифтогенной структуры.

В дискуссии о соотношении геосинклинального и рифтогенного процессов нами разделяется точка зрения на их единство. Сложное геологическое явление, связанное с эволюцией систем отрицательного типа, по нашему представлению, более правильно относить к процессам внутриконтинентального рифтогенеза, так как в основе каждого отрицательного геоструктурного элемента (трог, грабен, авлакоген и т.п.) лежит рифт. Эв- и миогеосинклинальные структурно-формационные зоны, сложенные складчатыми и в разной степени деформированными комплек-

сами, сформировались из прогибов, рифтогенная природа которых принимается сейчас довольно большим числом исследователей. Несомненной считает Е.Е. Милановский [1976] связь геосинклиналей геологического прошлого с древними рифтовыми зонами. Тектонотип геосинклинали — Уральская складчатая система — представляет собой интеграцию разновозрастных рифтов [Чернова, 1976].

Образование сложноскладчатых систем возможно при допущении, что в процессе развития рифтовой зоны условия растяжения последовательно сменяются условиями сжатия земной коры [Афанасьев, 1977].

Рифтовая природа прогибов авлакогенного типа сейчас принимается единодушно, формационные ряды миогеосинклинальных прогибов очень близки авлакогенным.

Большие мощности и более существенный метаморфизм в миогеосинклиналях свидетельствуют не о различии их генезиса, а о сложности самого процесса рифтообразования. Это еще более наглядно в звгеосинклинальных прогибах, где процесс рифтообразования проявился более энергично и раскол земной коры сопровождался обнажением базальтового слоя.

Таким образом, проявление процесса внутриконтинентального рифтогенеза многообразно, что отображено в разнообразии структурных форм, созданных этим процессом. Все множество структурных форм может быть разделено на две главные группы: структуры, остановленные в развитии на стадии растяжения, и структуры, претерпевшие энергичное сжатие. Структуры первой группы часто в литературе называют "открытыми" рифтами [Милановский, 1976]. В каждой из этих групп выделяются геоструктурные зоны, которые по формационному признаку предлагается подразделить на следующие основные типы: в первой группе — звгеосинклинальные, миогеосинклинальные; во второй — авлакогенные, предгорные, межгорные.

Выделенные типы характеризуются комплексами образований, которые широко известны и хорошо изучены. Они четко распознаются в структуре современной поверхности Земли. Поэтому коротко отметим лишь их динамические признаки.

Заложение звгеосинклинальных прогибов происходит в обстановке интенсивного растяжения земной коры, сопровождающегося разрывом ее сплошности раздвигом противоположных блоков и образованием пространств с корой океанического типа. Обычно звгеосинклинальные прогибы недолговечны. Здесь происходит достаточно быстрая смена тектонического режима, интенсивное растяжение сменяется энергичным сжатием. В результате образования, выполняющие эти прогибы, подвергаются сильным деформациям, метаморфизму, складчатости, а образовавшиеся пространства с океанической корой (или "базальтовые" окна) сдавливаются и выступают на поверхность в виде офиолитовых поясов.

Миогеосинклинальные прогибы закладываются также в обстановке растяжения земной коры, однако процессы протекают здесь медленно, растяжение сопровождается утонением коры, и в первую очередь гранитного слоя. Осадочный слой имеет огромные мощности (до 20 км). Так же постепенно и вяло происходит смена режима растяжения на сжатие. При этом вся огромная многокилометровая толща претерпевает деформацию, складчатость и метаморфизм в умеренных масштабах.

Авлакогены также связаны с растяжением и разрушением кристаллического слоя земной коры. Эта геоструктура мало отличается от мио-

геосинклинального трога. Здесь также по системе глубинных разломов закладывается грабен-рифт, который интенсивно заполняется преимущественно терригенными образованиями большой мощности. Однако сжатие здесь выражено не эффективно. Рифт как бы сохраняется "открытым". В отличие от эв- и миогеосинклинальных прогибов авлакогены не выступают на современную поверхность Земли. Над ними, как правило, развиваются зоны устойчивого умеренного прогибания, значительно более обширные по площади и уходящие далеко за пределы собственно авлакогенов. Формирование этих зон прогибания происходит в спокойной тектонической обстановке. Господствующие на ранних этапах терригенно-карбонатные формации позднее сменяются на мелководно-морские карбонатные с появлением среди них эвапоритов.

Предгорные прогибы, по-видимому, не являются автономными. Их заложение контролируется формированием сложной полициклической структурно-формационной системы. Это так называемые краевые прогибы геосинклинальных складчатых систем. Поскольку складчатые системы, по нашим представлениям, результат проявления рифтогенеза, то и краевые или предгорные прогибы — производные этого процесса. Они формируются на последней фазе рифтообразования в пределах сложной полициклической мобильной зоны, пережившей на более ранних этапах рифтогенез, с образованием структурно-формационных комплексов эв- и миогеосинклинального типа. Последняя фаза рифтообразования этой сложной системы знаменует собой образование рифта, который остается "открытым". В отличие от рифтогена авлакогенного типа прогибы рассматриваемого типа довольно быстро завершают свое развитие и не переходят в область медленного длительного прогибания. Они отличаются терригенным выполнением, поскольку в структурном отношении — это внутриконтинентальные депрессии; в этих условиях, как известно, создается благоприятная обстановка для накопления эвапоритов.

И, наконец, межгорные прогибы характеризуются развитием в их пределах межгорных прогибов, рифтогенная природа которых очевидна. Это фактически современные рифтовые пояса, такие, например, как трансзиатский рифтовый пояс Наливкина [Попов, Таль-Вирский, 1978]. На площади этих поясов сосредоточены современные континентальные рифты и рифтовые зоны более древних эпох, процесс рифтообразования в которых завершился своеобразно, оставив после себя системы мелких рифтовых впадин ("открытых" рифтов), рассеянных в пределах широкой полосы. Например, мезозойские впадины Забайкалья и Монголии [Сизых и др., 1978].

Таким образом, выделенные пять типов геоструктурных зон, образованных процессами рифтогенеза, по нашему представлению, и являются основными геотектоническими элементами, формирующими современный структурно-тектонический план континентальных областей. Такое районирование территории имеет большое практическое значение при оценке перспектив ее газоносности, поскольку ответственными за формирование областей глубоких прогибаний земной коры, как было показано, являются рифтогенные зоны.

Такие понятия, как древняя платформа, молодая платформа, в этом случае теряют смысл, так как не раскрывают природу и условия образования зон осадконакопления и их эволюцию. Среди рифтогенных геоструктурных зон наиболее перспективными в газоносном отношении являются авлакогенные и предгорные, которые включают практически все разведанные ресурсы палеозойского газа.

- Афанасьев Ю.Г. Система рифтов Западной Сибири. М.: Наука, 1977.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Шлезингер А.Е. Срединные массивы фундамента молодых платформ Евразии и их чехлы. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976.
- Буш В.А., Кирюхин Л.Г. Палеозойско-триасовые нефтегазоносные бассейны молодых плит Евразии. М.: Недра, 1976. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 163).
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
- Муратов В.М. Главнейшие черты тектоники территории СССР. — Геол. и разв., 1977, № 11.
- Муратов В.М. Раннепротерозойский этап развития древних платформ и его роль в истории их формирования. — Геотектоника, 1979, № 2.
- Попов В.И., Таль-Вирский П.Б. О трансзиатском рифтовом постплатформенном поясе Наливкина. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978.
- Сизых В.И., Красивец С.С., Гладков В.Г. Верхнемезозойские континентальные рифтоподобные системы Забайкалья и Монголии. — В кн.: Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978.
- Чернова Е.С. О протерозойских этапах развития Урало-Монгольского пояса. — Геол. и разв., 1976, № 4.

УДК 553.981.2:550.8

В.Ф. ГОРБАЧЕВ

ОСНОВНЫЕ ЗОНЫ ГАЗО- И НЕФТЕНАКОПЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В процессе проведения поисково-разведочных работ на Сибирской платформе выявлено два региональных газонефтеносных комплекса: верхнедокембрийский и верхнепалеозойский—мезозойский. Следует подчеркнуть, что проблема поисков нефти и газа в столь древних отложениях, как рифей и венд, решается на Сибирской платформе впервые в СССР. Несмотря на сложность геологического строения этого комплекса и условий залегания здесь нефти и газа, а также на крайне небольшие объемы работ, уже получены первые практические результаты, позволяющие положительно оценить потенциальные ресурсы нефти и газа и обоснованно развивать региональные и поисково-разведочные работы.

Для изучения территории Сибирской платформы в целом и для Якутской АССР в частности единственно разумным и научным представляется прочно зарекомендовавший себя в геологии метод актуализма. При этом следует исходить из положения, что начиная с раннего докембрия существовали обстановки и действовали геологические процессы, подобные наблюдаемым в современную эпоху. Тенденция разделения земной коры на относительно поднятые, более мощные и жесткие блоки с континентальной корой и относительно опущенные и подвижные пояса с корой океанического типа развивается с самого начала архея, т.е. уже на протяжении 4 млрд. лет [Хаин, 1977].

В связи с этим нами проведен анализ условий формирования современных осадочных бассейнов различных типов и их эволюции с позиции тектоники литосферных плит; закономерностей современного осадконакопления, включая скорости седиментации; закономерностей распределения органического вещества и геоэнергетических ресурсов по площади этих

бассейнов [Горбачев, 1978, 1979]. Обобщение основных результатов, полученных в процессе этого анализа, позволило установить следующее.

1. Формирование и эволюция осадочных бассейнов континентов как внутри их областей с континентальной корой, так и в переходной зоне от континента к океану обусловлены рифтогенезом, спредингом, субдукцией и обдукцией литосферных плит. В связи с этим все осадочные бассейны подразделяются на рифтогенные, периконтинентные и внутриконтинентные (рис. 1). Следует подчеркнуть, что формирование последних двух происходит под действием экспоненциального уменьшения скорости прогибания океанической коры.

2. Распределение скоростей седиментаций, мощностей и типов осадков в современных осадочных бассейнах находится в зависимости от тектонической эволюции литосферных плит и обусловлено циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностями. Примечательно, что за одно и то же время перед континентом (периконтинентные бассейны) накапливается мощная толща осадков (до 16 км, а возможно, и больше), в то время как внутри континента (внутриконтинентные бассейны) формируются осадочные бассейны, мощность которых не превышает, как правило, 3–4 км. Из этого следует, что скорости осадконакопления в периконтинентных бассейнах в 4–5 раз выше, чем во внутриконтинентных, таких, как Московская синеклиза на Восточно-Европейском континенте, Гудзонова залива на Северо-Американском, Паранская на Южно-Американском, Мали-Нигерийская на Африканском и др.

3. Распределение органического вещества, поступающего в современные осадки Мирового океана, во внутренние и краевые моря, подчинено в главных своих чертах также циркумконтинентальной, климатической и вертикальной зональностям; при этом максимальные количества его захороняются в строго определенных структурно-геоморфологических зонах — на материковом склоне и подножии. При этом средний окислительный расход его резко снижается от шельфовых осадков к осадкам континентального склона и подножия (рис. 2).

Во внутриконтинентных бассейнах господствовали слабовосстановительные и окислительные условия. Регионально низкое содержание РОВ, претерпевшего глубокое окислительное разрушение в диагенезе, обусловило значительный его расход и в связи с этим резкое снижение нефтегазоматеринского потенциала.

4. Энергетические ресурсы литосферных плит распределяются как по площади, так и по времени строго закономерно. В тектонически активных зонах от континента к океану, т.е. в областях формирования мощных периконтинентных осадочных бассейнов, повышенные величины теплового потока ($2,2-3,3 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$) приурочены также к материковому склону и подножию.

5. Совокупность вышеуказанных факторов показывает, что континентальный склон и подножие обладают наиболее (весьма) благоприятными и всеми необходимыми условиями для нефтегазообразования в больших объемах и поэтому выделяются нами как главные структурно-геоморфологические области нефтегазообразования [Горбачев, 1978, 1979].

6. Анализ распределения мощностей, типов осадков и распределения органического вещества в рифейских и фанерозойских осадочных бассейнах, выполненный для Восточно-Европейской, Северо-Американской, Африканской и других платформ, убедительно свидетельствует о наличии принципиального сходства с тектоническими структурами, формациями и распределением органического вещества, наблюдающимися в настоящее

Обстановка	Категория	Тип	Возраст осадочного выполнения										
			R	E	O	S	D	C	P	T	J	K	P
Рифтогенез	Рифтогенные	Внутриконтинентные, рифтогенные	■										
		Континент-океанические рифтогенные	■				■	■	■	■			
		Периконтинент-рифтогенные	■				■			■	■		
Спрединг	Периконтинентные	Периконтинентные										■	■
		Периконтинент-арогенные		■	■	■	■			■	■	■	
	Межконтинентные	Межмегаконтинентные										■	■
		Межмикоконтинентные										■	■
Субдукция	Внутриконтинентные	Платформенные синеклиз		■	■	■	■				■	■	■
		Платформенные впадин		■	■	■							
	Островодужные	Континент-островодужно-арогенные							■	■	■	■	■
		Межконтинент-островодужные										■	■

Рис. 1. Классификация осадочных бассейнов, сформированных в результате рифтогенеза, спрединга и субдукции литосферных плит

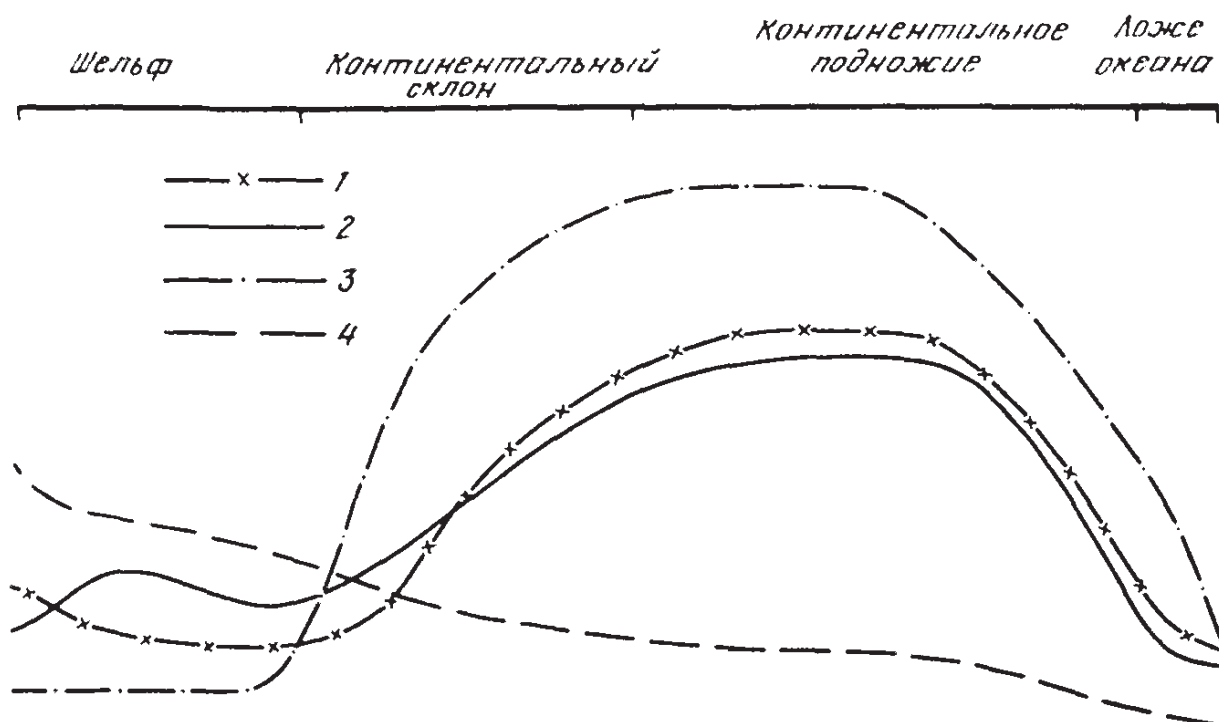


Рис. 2. Нефтегазовый потенциал органического вещества различных структурно-геоморфологических элементов Мирового океана

1 — скорости осадконакопления; 2 — количество ОВ, поступающего в осадки Мирового океана; 3 — средний окислительный расход ОВ в диагенезе; 4 — количество ОВ, потенциально генерирующего углеводороды (нефть и газ)

Возраст продуктивных комплексов											Примеры осадочных бассейнов
R	E	O	S	D	C	P	T	J	K	P	
											Авлагены Русской платформы
///				///	///						Днепровско-Донецкий, Байкало-Патомский, Каспийского моря
///				///	///						Уральский, Енисейского края
									///		Мозамбикский, Гвинейского залива
	///	///	///	///		///	///				Предкавказский, Волго-Уральский, Западно-Кавказский, Уклитонгский, Сахара-Ливийский
							///	///			Западно-Сибирский, Северотомский
								///			Сиамский, Восточно-Калимантанский
											Московская, Тунгусская, Мали-Нигерийская, Гудзонова залива
											Мезенская, Мурзук, Унгава
					///	///	///				Охотский, Приверхоанно-Виллоиский, Предкарпатский
									///		Берингово-Чукотский (залива Кука)

время в современных осадочных бассейнах. Это позволяет уверенно утверждать, что в рифейских и фанерозойских осадочных бассейнах необходимо выделять главные структурно-геоморфологические области нефтегазообразования (материковый склон и подножие) и в связи с этим проводить оценку перспектив их нефтегазоносности и определять направление поисково-разведочных работ на нефть и газ.

Учитывая изложенное выше, в отложениях выявленных комплексов для выделения зон газо- и нефтенакпления проведены палинспастические реконструкции Сибирского континента — дорифейского и позднелазейского-мезозойского.

Верхнедокембрийский комплекс подразделяется на два этажа: рифейский и юдомский. Анализ геолого-геохимических материалов свидетельствует о том, что рифейские отложения являлись главными генерирующими толщами для всех залежей, сформировавшихся в рассматриваемом комплексе. Юдомские образования по характеру палеогеографических условий седиментации представляют собой генерационно-аккумуляционный этаж. В связи с этим нами построена палинспастическая карта рифейских образований (рис. 3, вкл.). Анализ этой карты показывает, что, во-первых, переход области питания (суши) в зоны осадконакопления резко отличается для разных районов Сибирской платформы. Отчетливая материковая окраина (шельф, континентальный склон и подножие) Сибирского протоконтинента наблюдается в его восточной части (Оленекское поднятие с Хараулахским выступом, Колымский, Олонский, Охотский массивы и Учуро-Майский район). В то же время для западной и южной окраины характерна более резкая смена как фаций, так и мощностей рифейских отложений, или резкая смена платформенных структур геосинклинальными и переходными. Во-вторых, в северных и восточных разрезах рифея отсутствуют вулканические породы, в то время как в западных и южных проявился основной вулканизм.

Совокупность указанных обстоятельств свидетельствует о том, что описанные районы Сибирской платформы прошли в рассматриваемое время принципиально различную историю своего развития. Северные и восточные районы представляли собой материковые окраины Сибирского протоконтинента. Осадконакопление и формирование осадочных формаций здесь происходило по аналогии с современным осадконакоплением на материковых окраинах континентов, в разрезе которых выделяются формации шельфа, континентального склона, подножия и абиссальной равнины.

Южную часть Сибирской платформы, включающую территорию Байкало-Патомской складчатой области и заключенную между Непско-Ботуобинской и Алданской антеклизмами, необходимо рассматривать как крупный континент-океанический рифт, аналогичный Днепровско-Припятскому на Восточно-Европейской платформе.

Формирование Байкало-Патомского рифта относится к рифейскому времени, когда здесь отлагались мощные терригенно-карбонатные отложения с повышенным содержанием органического вещества. Высокие скорости осадконакопления, характерные для рифтовых структур, обеспечивали быструю консервацию органического вещества, а следовательно, и высокие коэффициенты его фоссилизации.

Исследования органического вещества показали повышенное его содержание среди докембрийских и нижнепалеозойских отложений в рифейских образованиях. Так, по данным Д.И. Дробота [1974], содержание $C_{орг}$ в ушаковской свите в пределах только Иркутского амфитеатра составляет 52–60%, а с учетом нижнемотской терригенной подсвиты — 60% от общего количества $C_{орг}$, находящегося в докембрийских и кембрийских отложениях. Поскольку ушаковская свита является всего лишь верхним членом рифейских образований и завершающей формирование Байкало-Патомского рифта, мощность ее по сравнению с нижележащими толщами, как правило, в несколько раз меньше. Поэтому суммарная величина $C_{орг}$, накопившегося в верхнедокембрийских (рифейских) отложениях, с учетом мощной (до 11–12 км) толщи этих образований в Байкало-Патомском рифте будет значительно превышать 60%, полученные Д.И. Дроботом [1974]. Предварительные расчеты масштабов генерации углеводородов породами осадочного чехла Байкало-Патомского рифта показывают [Горбачев и др., 1976], что потенциальные ресурсы этого рифта до проявления каледонской складчатости составляли не менее 7–8 трлн.м³ (в пересчете на газ).

Во ВНИГРИ [Рогозина и др., 1978] на основе распределения $C_{орг}$ в породах и катагенной преобразованности ОВ произведена оценка количества углеводородного газа, генерированного РОВ класса оксисорбосапропелитов Иркутского амфитеатра без учета осадочного чехла Байкало-Патомского рифта. По этим данным, средняя удельная генерация УВ отложениями различных литолого-стратиграфических комплексов 0,3–0,83 млрд.м³/км³, причем максимальная величина приходится на рифейские отложения (ушаковская свита). Средняя величина удельной генерации не превышает 0,45 млрд.м³/км³.

Учитывая, что средний насыщающий газовый фактор пластовой системы докембрийских и нижнепалеозойских отложений Сибирской платформы для термодинамических условий на разных глубинах их погружения до 3,0–3,5 км составляет 0,84 млрд.м³/км³, следует заключить, что генерировавшийся этими отложениями газ должен был полностью раствориться в воде. Лишь в рифейских отложениях, где величина удельной газогенерации близка к величине насыщающего газового фактора, а в отдельных районах

(Приленский) превышает последнюю и составляет, по данным Е.А. Рогозиной с соавторами [1978], $1,05\text{--}1,25 \text{ млрд. м}^3/\text{км}^3$, возможно формирование залежей за счет избыточного газа, выделявшегося из раствора. Отсюда расчетным путем получаем, что общие прогнозные ресурсы газа в подсолевом терригенном комплексе за пределами Байкало-Патомского рифта составляют $3,4\text{--}6,5 \text{ трлн. м}^3$. Эта величина, по-видимому, отражает суммарные прогнозные ресурсы свободного газа для докембрийских отложений юга Сибирской платформы.

Таким образом, наиболее благоприятными условиями для формирования газовых залежей обладали районы, характеризующиеся повышенными величинами удельной газогенерации. Для данной стадии изученности Сибирской платформы таким районом является территории Якутской АССР, расположенная между Непско-Ботуобинской антеклизой и Байкало-Патомской складчатой областью (северная ветвь Ленского прогиба). Для этой области характерно резкое увеличение мощностей терригенных отложений юдомского комплекса с преобладанием в разрезе песчаников. Кроме этого, в разрезе осадочного чехла зоны появляются более древние горизонты докембрия.

На высокие перспективы рассматриваемой зоны указывают материалы о положении ее в общей структуре Байкало-Патомского рифта. По данным геофизических исследований, выполненных по профилю пос. Преображенка (скв. 136) — пос. Витим, по поверхности фундамента наблюдается погружение его с запада на восток, т.е. в сторону Байкало-Патомской складчатой области (палеорифта) от -1200 м до -4500 м . При этом на отрезке пос. Преображенка — р. Пеледуй рассматриваемая поверхность залегает практически горизонтально. Восточнее р. Пеледуй эта поверхность испытывает относительно резкое ступенчатое погружение, сопровождающееся дроблением фундамента. Судя по отражающим границам, в осадочном чехле появляются более древние рифейские отложения, возможно вплоть до нижнего рифея.

Сопоставление разреза рассмотренного участка юга Сибирской платформы с разрезами структур Восточно-Европейской платформы, и в первую очередь Днепровско-Припятского рифта, показывает, что в современном структурном плане приленскую зону увеличенных мощностей юдомских и рифейских отложений необходимо рассматривать как сохранившийся фрагмент (северо-западный фланг) рифтовой структуры. В связи с этим по перспективам газоносности рассматриваемая зона вполне сопоставима с северной прибортовой зоной Днепровско-Припятской рифтовой структуры, где открыто Шебелинское газоконденсатное месторождение, а Пеледуйское поднятие, осложняющее эту зону, как и Шебелинское поднятие, представляет собой газонефтедоборную площадь.

Формирование крупной газовой залежи на Пеледуйском поднятии обеспечивалось за счет генерации газа в многокилометровой толще рифейских отложений Байкало-Патомского рифта и его вертикальной миграции по терригенным некомпетентным породам, а также в результате выделения в свободную фазу из пластовой системы сингенетичных вмещающих пород.

Высокие перспективы Пеледуйской структуры подтверждаются еще и тем, что в современном структурном плане отражающий горизонт М₂ (мотская свита) испытывает подъем от пос. Преображенка в сторону Байкало-Патомской складчатой области. Данный структурный план был сформирован в неоген-четвертичное время [Горбачев, 1968], когда на юге Восточной Сибири образовалось крупное Байкальское сводовое поднятие, обеспечившее "тектонический перенос". Последнее указывает на то, что су-

ществовавшие ранее литологические залежи нефти и газа на северо-западном фланге Байкало-Патомского рифта или на юго-восточном крыле Непско-Ботуобинской антеклизы в это время были расформированы, а углеводороды, заполнявшие эти литологические ловушки, могли аккумулироваться в пределах такой крупной структуры (200 x 60 км), как Пеледуйское поднятие.

В современном структурном плане Пеледуйское поднятие, по данным геологической съемки, гравиразведки, магнитометрии и дешифрирования космофотоматериалов, представляет собой крупное валообразное поднятие северо-восточного простирания. В строении поднятия принимают участие отложения нижнего кембрия и верхнего докембрия. Важным обстоятельством является наличие в разрезе нижнего кембрия ангидрито-соленосных отложений, являющихся, как известно, надежными газопорами. О наличии последних свидетельствуют многочисленные соленосные источники в присводовой части подножия.

Отсутствие надежных геолого-геофизических материалов не позволяет в настоящее время точно оконтурить Пеледуйское поднятие. Дешифрирование космофотоснимков в комплексе с изучением геоморфологии района, выполненное в лаборатории газовых ресурсов Восточной Сибири ВНИИгаза в 1978 г., позволяет сделать вывод о том, что поднятие протягивается на северо-восток от профиля пос. Преображенка — пос. Витим вплоть до устья р. Хамра. Оконтурить юго-западную переклираль поднятия в настоящее время не представляется возможным из-за отсутствия качественных космофотоснимков и геофизических исследований. В связи с этим строение Пеледуйского поднятия может быть представлено в двух вариантах. По первому варианту выполненный геофизический профиль пос. Преображенка — пос. Витим пересекает Пеледуйское поднятие примерно в присводовой части и структура будет продолжаться на юго-запад почти на такое же расстояние, что и от пос. Витим на северо-восток. По второму варианту сейсмический профиль пересекает структуру в ее юго-западной периклиальной части, тогда свод поднятия находится примерно в 25–30 км северо-восточнее линии профиля.

Анализ геологического развития рассматриваемой территории показывает, что к концу нижнего ордовика (время завершения формирования рифта) отложения джербинской свиты и нижележащих отложений рифея были погружены на глубину более 2,5 км, в связи с чем рассеянное органическое вещество этих осадков реализовало все свои нефтегазогенерирующие возможности.

Предварительные данные о строении осадочных пород исследуемой территории показывают, что Пеледуйское поднятие было сформировано в конце нижнего ордовика (суринское время) в результате формирования Байкало-Патомской складчатой области. На последующих этапах развития юга Сибирской платформы строение Пеледуйского поднятия усложнялось, но в целом носило поступный, т.е. конседиментационный характер.

Таким образом, Пеледуйское поднятие представляет наиболее перспективный район на юге Якутской АССР и, следовательно, должен рассматриваться как первоочередной объект поисково-разведочных работ по расширению сырьевой базы газовой промышленности.

Следует подчеркнуть, что при благоприятных структурных условиях и по аналогии с Шебелинским газоконденсатным месторождением залежь Пеледуйского поднятия должна быть массивной, тогда общие запасы углеводородов ее должны быть значительно больше указанных выше. Кроме это-

го, следует иметь в виду, что не исключена возможность наличия нефтяной оторочки и вообще вскрытия нефтегазовой залежи.

Открытие крупного газового месторождения на юге Якутской АССР позволит расширить и укрепить сырьевую базу газовой промышленности и решить проблему транспорта газа на Дальний Восток и за его пределы. Общие затраты на рекомендуемый объем геолого-геофизических работ будут незначительными, а открытие крупного газового месторождения в районе БАМа и использование его газа в народном хозяйстве даст значительный экономический эффект.

Обширная территория Анабарской антеклизы рассматривается как регион нефтегазонакопления и малоперспективный для поисков газовых месторождений. Малые перспективы газоносности региона обусловлены наличием небольшого по мощности осадочного чехла, отсутствием структур большой емкости и надежных газопорывов. Осадочный чехол этих регионов сложен в основном карбонатными породами, которые разбиты многочисленными трещинами и разрывными нарушениями и, следовательно, не могут быть в региональном плане газопорывами. На разрушение залежей в пределах антеклизы указывают многочисленные поверхностные признаки нефтеносности (жила асфальта, примазки и скопления нефти).

Рассматривая данный регион как область нефтенакпления, следует указать, что отдельные участки его по потенциальным запасам будут различаться между собой. Наиболее перспективны материковые окраины рифейско-юдомского палеобассейна. Как было показано выше, такие окраины на востоке Сибирской платформы устанавливаются на ее севере (Лено-Оленекский) и юго-востоке (Учуро-Майский). Так, перспективы Лено-Оленекской зоны нефтенакпления подтверждаются сопоставлением истории формирования ее осадочного бассейна с Западно-Канадским на Северо-Американской платформе. Как в первом, так и во втором бассейне, начиная с рифея и до позднего палеозоя, формировались периконтинентальные (материковых окраин) осадочные бассейны, в пределах которых устанавливаются континентальный склон и подножие как главные области газонефтеобразования. Это подтверждается выявленными запасами нефти и газа в пределах западной материковой окраины Северо-Американской дорифейской платформы. Кроме того, известно месторождение битуминозных песков Атабаска.

В поле развития верхнепалеозойско-мезозойского комплекса к перспективным землям отнесена территория, обрамляющая наиболее погруженную часть Линденской впадины, склоны Хапчагайского поднятия и северную ветвь Предверхоянского прогиба. Однако при определении первоочередных направлений поисково-разведочных работ необходимо рассматривать указанную зону дифференцированно. Перспективной и заслуживающей скорейшего изучения является линденская часть Предверхоянского прогиба. Это объясняется тем, что в современном структурном плане этот район представляет собой не прогиб, а валообразное поднятие, сформированное в два этапа. На первом этапе (от ранней перми до поздней юры включительно) он являлся внешней зоной шельфа Индигиро-Вилуйского палеобассейна с падением пород на участке Лена – Индигирка на восток. На втором этапе (мел) во время формирования Верхоянской складчатой области в результате накопления в шельфовой зоне в бассейне р. Линда мощной толщи меловых континентальных осадков образовался изгиб пород палеозойско-юрских отложений на запад.

Этот вал может быть выделен как зона газонакопления, аналогичная Хапчагайскому поднятию на северо-западном борту Вилуйской синеклизы.

ЛИТЕРАТУРА

- Горбачев В.Ф. Палеотектонические критерии оценки перспектив на нефть и газ закрытых территорий (на примере юга Сибирской платформы). — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и сопредельных территорий. М.: Недра, 1968.
- Горбачев В.Ф. Новая глобальная тектоника и проблема газонефтеносности недр. — В кн.: Проблемы прогноза газоносности. М.: Недра, 1978.
- Горбачев В.Ф. Новые данные изучения дна Мирового океана и их значение для проблемы газонефтеносности недр. — Геол. и разв. газ. и газоконденсат. месторожд., 1979, №1.
- Горбачев В.Ф., Богословская Г.Н., Крылова В.П. Перспективы газоносности Лено-Ботуобинского междуречья Сибирской платформы. — Геол. и разв. газ. и газоконденсат. месторожд., 1976, № 7.
- Дробот Д.И. Органическая геохимия докембрийских и кембрийских осадочных толщ юга Сибирской платформы в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири: Тез. докл. Иркутск, 1974.
- Рогозина Е.А., Беляева Л.С., Шуменкова Ю.М. Оценка газогенерирующей способности рассеянного органического вещества докембрийских и нижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра в процессе литогенеза осадков. — В кн.: Рассеянное органическое вещество на разных этапах литогенеза осадков и процессы нефтегазообразования. Л., 1978.
- Хаин В.Е. Особенности тектонического развития земной коры в раннем докембрии действительные и мнимые. — В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л.: Наука, 1977.

УДК 553.98

Э.В. ЧАЙКОВСКАЯ, В.Л. СОКОЛОВ

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОСНОВНЫХ РЕСУРСОВ ГАЗА В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНАХ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Познание закономерностей пространственного распределения УВ всегда привлекало внимание исследователей, так как в конечном счете от познания причинно-следственных связей, обуславливающих закономерное распределение нефтяных и газовых ресурсов, зависит успешность их поисков, а следовательно, повышение эффективности. Значительная разведанность недр делает поиски новых месторождений все более трудными и дорогостоящими. Поэтому увеличение эффективности поисково-разведочных работ — важная народнохозяйственная задача.

До недавнего времени под НГБ древних платформ однозначно понимались осадочные бассейны, расположенные в теле докембрийских платформ, где основные продуктивные комплексы связаны с породами палеозойского возраста: Тимано-Печорский, Северо-Каспийский, Днепровско-Донецкий на Восточно-Европейской платформе, Пермский, Западный Внутренний, Западно-Канадский на Северо-Американской и т.д. Исторически сложилось так, что разведка их началась с краевых, периферийных участков и на первых этапах в их пределах чаще всего обнаруживались преимущественно нефтяные месторождения. Лишь позже по мере разбуривания троговых участков этих НГБ и больших глубин в их пределах все чаще стали открывать газоконденсатные и газовые скопления. Именно для таких НГБ были сформулированы положения о "палеотипной" зональ-

ности, при которой газоносность разреза возрастает от периферийного пояса нефтеносности в сторону регионального погружения пород, т. е. к центральным участкам НГБ и по направлению к примыкающим к ним складчатым сооружениям.

До 50-х годов в НГБ древних платформ были выявлены лишь единичные газовые месторождения — гиганты. Следовательно, до 50-х годов в НГБ древних платформ преобладающей продукцией была нефть. По мере увеличения глубин бурения и разбуривания центральных частей НГБ в бассейнах этого типа все чаще стали открывать гигантские скопления газов (Шебелинка, Западно-Крестищенское, Ефремовское в Днепровско-Донецкой впадине; Вуктыльское, Лайвожское в Тимано-Печорском; Оренбургское, Астраханское в Северо-Каспийском; Гомез, Пакет, Локридж, Кайоноза в Пермском; крупные месторождения в Алжирской Сахаре — Роурд-Ноус, Альрар, Большой Тин-Фуе; Гиджилла и Мумба в Восточно-Австралийском НГБ и т.д.).

Стало очевидным, что недра НГБ древних платформ весьма богаты газом и основные их ресурсы (в отличие от бассейнов молодых платформ) связаны с нижними членами осадочного чехла и относительно большими по сравнению с нефтяными ресурсами глубинами (2–6 км).

Но особенно возрос интерес к возможностям обнаружения крупных газовых скоплений в палеозойских породах после открытия крупных газовых гигантов в Центрально-Европейском бассейне (Нидерланды, Англия, акватория Северного моря), т.е. в НГБ с гетерогенным каледонско-герцинским основанием. Еще большей сенсацией явилось открытие уникальных газовых ресурсов в палеозойских отложениях НГБ Персидского залива в начале 70-х годов.

Первоначальные разведанные запасы газа в НГБ (без прогнозных) составляют 28,3 трлн. м³, из которых 22,5 трлн. м³ заключены в гигантских месторождениях, что составляет 80% всех выявленных ресурсов газа этих НГБ (см. таблицу).

Итак, газовые гиганты в палеозойских породах широко распространены не только в НГБ древних платформ, но и в НГБ других категорий, где их обнаружение ранее считалось весьма проблематичным (Северное море) либо вовсе исключалось (Персидский залив).

В связи с этим остро встает вопрос о пересмотре классификаций НГБ. Не исключено, что в создание новой, более отвечающей современному уровню знаний классификаций могут быть положены идеи неомобилизма, или плитной тектоники. Наиболее разработанной пока можно считать классификацию Д. Клемме. Ранее опубликованные данные А. Хелбаути, Д. Клемме и других позволяют проанализировать частоту встречаемости гигантских скоплений газа по типу НГБ, по Д. Клемме. Из этих данных следует, что 75% всех газовых гигантов мира обнаружены в НГБ кратонного типа (т. е. подстилаемых континентальной корой) и лишь 25% — в НГБ с корой промежуточного типа. Наиболее распространены гиганты газа в кратонных внутриконтинентальных бассейнах (тип II).

По 11 проанализированным нами НГБ, где гигантские газовые скопления заключены в породах палеозоя, сохраняется примерно такая же картина: 26 месторождений (т. е. 77% от 34) приурочены к НГБ типа II; 4 месторождения (11,5%) — к НГБ типа III и столько же — к НГБ типа IV (экстраконтинентальным).

Итак, анализ газовых гигантов по миру и выборка по 11 НГБ с гигантами в палеозое подтверждают некоторые общие положения: приуроченность большинства газовых гигантов к определенному типу НГБ, а имен-

Распределение гигантских месторождений газа по типу НГБ

НГБ	Количество месторождений	Запасы, трлн. м ³	Месторождения с запасами более 100 млрд. м ³
Континентальная кора			
Кратонные внутриконтинентальные НГБ типа II			
Западно-Канадский	2	0,24	Кросфилд, Южный Кейбаб
Пермский	5	0,90	Гомез, Локридж, Кайноза, Джолмат-Эунике
Западный Внутренний	2	2,20	Хьюгтон-Пенхендл, Мокейн-Лаверн
Сахарский	3	1,40	Роуд-Ноус, Альрар, Большой Тин-Фуе
Восточно-Австралийский	2	0,30	Гиджилпа, Мумба
Центрально-Европейский	8	3,0	Гронинген, Берген, Леман, Хьюит, Вест-Золе, Плейсид, Индефайтигейбл
Тимано-Печорский	2	0,60	Вуктыл, Лайвожское
Северо-Каспийский	2	2,45	Оренбургское, Астраханское
Грабенные и полуграбенные НГБ типа III			
Сирт	1	0,34	Хатейба
Днепровско-Донецкий	3	1,01	Шебелинское, Ефремовское, Западно-Крестищенское
Промежуточная кора			
Межгорные поперечные НГБ типа IV			
Персидского залива	4	9,70	Парс, Канган, Бахрейн

но к кратонным внутриконтинентальным (более 50%), грабенным и полуграбенным рифтовым (9%) бассейнам.

Это вполне понятно с позиций как новой глобальной тектоники, так и основных положений осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа. НГБ типа II и III, где продуктивны палеозойские породы, имеют сложную допалеозойскую историю развития. Органическое вещество отложений палеозоя в их пределах (особенно в центральных частях НГБ) или там, где они залегают в основании осадочного чехла над каледонидами или герцинидами (Западная Европа), обычно достигло высоких стадий катагенеза и находится на заключительном этапе геохимической эволюции. Этот этап (начиная с градации катагеназа МК₂ и выше до АК₂) характеризуется истощением нефтематеринского потенциала и генерацией в основном лишь углеводородных газов. Для многих месторождений гигантов, проанализированных нами, имеются прямые данные, свидетельствующие о высоких стадиях катагенеза ОВ вмещающих пород (Западно-Канадский, Пермский, Центрально-Европейский, Тимано-Печорский, Сахарский бассейны).

Некоторые газовые гиганты, расположенные на относительно небольших глубинах (Оренбургское, Хьюгтон-Пенхендл и др.), по-видимому, находятся во вторичном залегании, в удалении от зоны питания. Доказательством принадлежности некоторых газовых гигантов к катагенетичес-

кой (или генетической) чужой им зоне служит утяжеленный изотопный состав газов. Например, σC_{1-3} в Хьюгтон-Пенхендл — $4,0 \div -3,8^0/_{00}$.

Итак, для НГБ древних платформ и палеозойских пород более молодых НГБ характерны газы, генетически связанные с нижней зоной газогенерации (НЗГ). Последнюю многие исследователи считают главной зоной или фазой газообразования (С.Г. Неручев, Е.А. Рогозина и др.). Авторы также придерживаются этой точки зрения. Приведенные сведения о количестве газа, выявленного в палеозойских отложениях, свидетельствуют в пользу такого предположения. Это подтверждается также экспериментальными данными по изучению масштабов газообразования в катагенезе (В.Л. Соколов, Н.Д. Гуляева, В.Ф. Симоненко).

Следует отметить, что классификация НГБ, по Д.Клемме, используемая в настоящей статье, очень схематична и не лишена недостатков. Так, в тип II объединено большинство бассейнов с домезозойским заложением. Реконструкция их с позиций неомобилизма пока еще очень затруднительна (Н.Я. Кунин и др.). Для территории СССР пока еще не существует единой классификации бассейнов с позиции новой глобальной тектоники.

Применительно к задачам газовой геологии классификация бассейнов по принципам плитной тектоники может быть изменена и значительно упрощена. Предлагается деление НГБ на три типа.

I. Бассейны на деструктивных окраинах плит, т. е. прилегающие к складчатым областям. Типичный пример такого типа бассейнов — Предуральские прогибы и Аппалачский бассейн. Характерные особенности этих бассейнов — их относительная автономность, независимость от возраста обрамляющих горных сооружений, сокрытие части бассейна под надвиговыми структурами накатывающихся горных сооружений, высокий уровень катагенетической измененности ОВ слагающих бассейны пород. Последнее объясняется частичной трансформацией стрессовых напряжений при образовании шарьяжей в тепловую энергию и как следствие — повышение стадии катагенеза ОВ. Перечисленные особенности такого типа бассейнов объясняются возникновением их в основном за счет процессов сжатия. В поисковом отношении этого типа бассейны отличаются также рядом особенностей: преимущественной (или исключительной) газоносностью и выделением в их пределах принципиально новых объектов разведки — структур в аллохтоне, перекрытых надвигами. Уже получены первые обнадеживающие данные — обнаружение газоносных структур под зонами надвигов (в Предуральском прогибе, надвиговом поясе бассейна Грин-Ривер и др.).

II. Грабенные бассейны с наложенной синеклизой, выполненной более молодыми отложениями. Эти бассейны развиты в теле кратонов и обязаны своим происхождением начальным стадиям рифтогенеза. Примером их служат НГБ Сирт, Днепровско-Донецкий, Вилюйский. Для этих бассейнов характерно преобладание газовых ресурсов над нефтяными.

III. Впадины (преимущественно окраинные) с субокеанической корой промежуточного типа. Именно к таким впадинам приурочены основные нефтегазоносные мегабассейны (Северо-Каспийский, Западно-Сибирский, Центрально-Европейский, НГБ Мексиканского залива и др.). Возраст консолидации фундамента — не основной признак этого типа бассейнов. Гораздо важнее определенная направленность (этапность) в развитии подобного типа бассейнов, которую можно подразделить на три последовательных этапа: 1) рифтогенез, в основе которого лежат растягивающие усилия (спрединг), характерно наличие тройственного сочленения рифтов; 2) образование субокеанического бассейна, для которого характерно чередова-

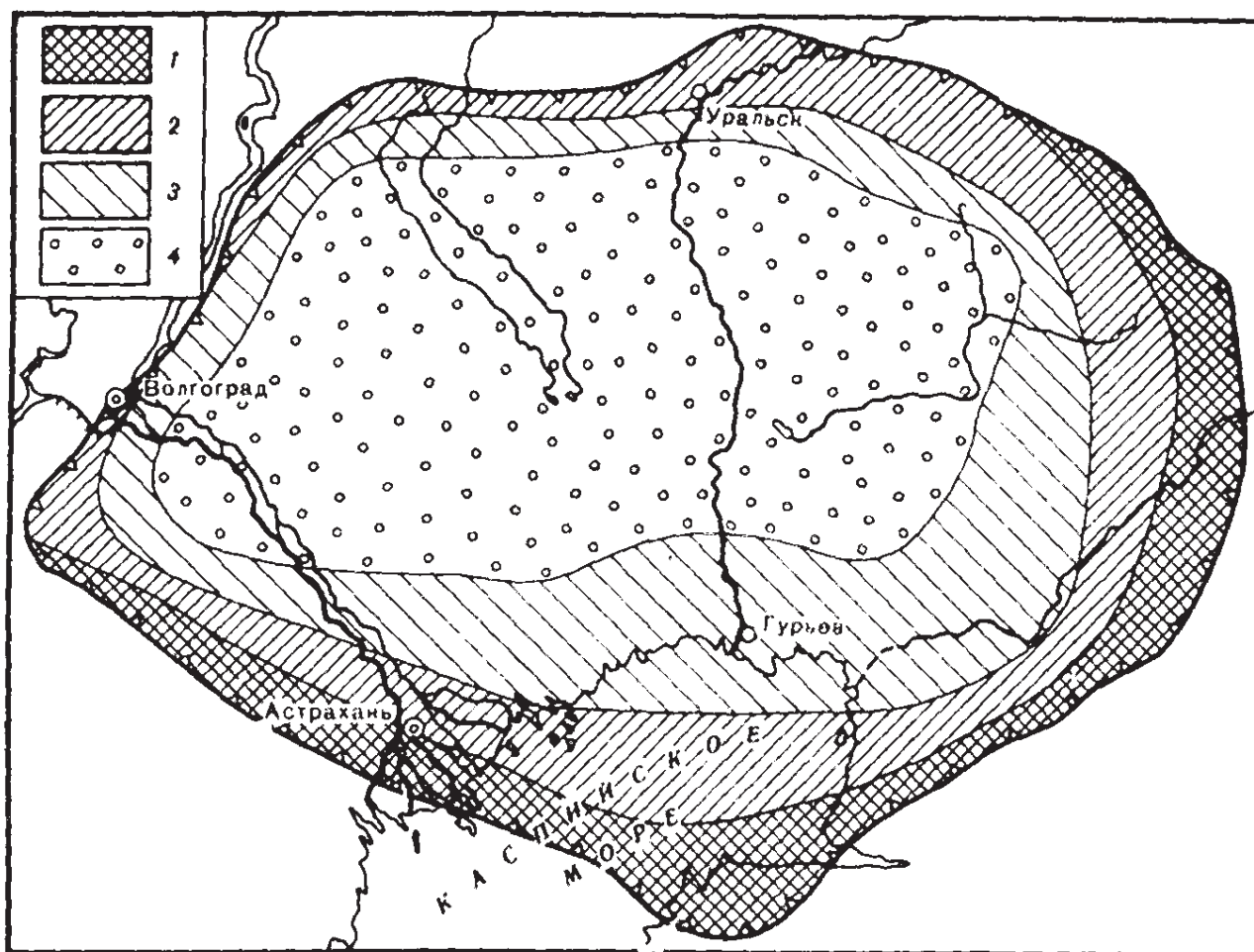


Схема генетической зональности подсолевых отложений Прикаспия

Генетические зоны нефтегенерации в: 1 — P_1-D_2 , 2 — P_1-C_1 и генерации углеводородных газов в D_3-D_2 , 3 — P_1-C_2 и газогенерации углеводородных газов в C_1-D_2 , 4 — генерации углеводородных газов в P_1-D_3 и кислых газов в D_2

ние депрессионных относительно глубоководных фаций и последующих мощных осадков компенсации; 3) развитие на заключительном этапе наложенных синеклиз, выполненных преимущественно терригенными отложениями.

Остановимся несколько подробнее на основных этапах развития Северо-Каспийского бассейна как типичного для бассейнов этого типа.

Первый этап — этап рифтогенеза — в Прикаспийской впадине охватывает длительный временной интервал — от рифея до эйфеля включительно. Для этого этапа характерно спорадическое распределение по площади осадочных пород с максимально мощным накоплением их в зонах рифтов. Осадки этого периода представлены терригенными разностями, как правило обедненными органическим веществом. Это определяет в целом низкий нефтегазоматеринский потенциал отложений.

Субокеанический бассейн на территории Прикаспия закладывается в живетское время (девон) и существует до нижней перми включительно. Накопление глубоководных карбонатно-терригенных и карбонатно-кремнистых пород (субдоманиковые фации) фаций некомпенсированного прогибания чередуется с эпохами накопления мощных терригенных, часто субугленосных толщ компенсации. Заканчивается этот период засолонением бассейна и образованием мощной толщи галогенных пород кунгура. Именно на втором этапе развития подобного типа бассейнов создаются максимально благоприятные условия для формирования осадочных толщ с наи-

высшим нефтематеринским (карбонатные породы доманикоидов) и газоматеринским (субугленосные отложения) потенциалом.

Третий этап, охватывающий временной интервал от верхней перми до плиоцена включительно, — этап развития синеклизы. Для него характерно мощное накопление преимущественно терригенных осадков фации аллювиальных равнин и мелководных шельфов. Третий этап развития Северо-Каспийского бассейна является решающим для оформления его в крупный нефтегазоносный регион, так как именно в этот период толщи, обогащенные ОВ и сформированные в субокеанической впадине, оказались в жестких термобарических условиях, способствовавших реализации их нефтегазоматеринского потенциала. Наличие же мощного соляного экрана способствовало сохранности УВ скоплений. Перечисленные специфические черты развития Северо-Каспийского НГБ позволяют очень высоко оценивать перспективы газоносности подсолевых отложений Прикаспия. Анализ современных полей катагенеза РОВ свидетельствует о том, что в подсоловом палеозое Прикаспия преобладающим типом продукции будет газ (см. рисунок), что подтверждается открытием Оренбургского и Астраханского месторождений.

Выводы и рекомендации.

Основные ресурсы в НГБ древних платформ связаны с нижней генетической зоной газогенерации. Масштабы газонакопления такого "постнефтяного" газа весьма велики, что подтверждается открытием многочисленных гигантских месторождений во многих НГБ такого типа.

Нижняя генетическая зона (НГБ) газогенерации по мощности соизмерима с верхней зоной газогенерации и ГФН и в зависимости от геотермического градиента может иметь мощность 1,5 — 4 км (Западный Внутренний НГБ США 3,5—8 км, Пермский 4,5—7 км). Глубинное положение этой зоны в современном срезе Земли 1,5—8 км и более. Кроме того, за счет латеральной миграции и вертикальных перетоков обнаружение крупных газовых скоплений газа НГЗ возможно и на относительно небольших глубинах (Оренбургское, Астраханское, Хьюгот-Пенхендл и др.).

УДК 551.553.98

Л.Н. РОЗАНОВ

НОВЕЙШАЯ ТЕКТНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Статья посвящена анализу Карты новейших тектонических деформаций осадочного чехла нефтегазоносных областей СССР масштаба 1:5 000 000 под редакцией С.К. Горелова, Л.Н. Розанова. На карте показаны изогипсы поверхностей выравнивания разных эпох — от позднемезозойской до раннечетвертичной, выделены области преимущественного поднятия и опускания в новейший тектонический этап, положительные и отрицательные морфоструктуры, активизированные разломы, а также основные месторождения нефти и газа.

Эти показатели позволяют установить масштабы неотектонических движений от начала формирования современного рельефа поверхности до

настоящего времени и связь между ними и размещением нефти и газа. Выявляется двойная роль новейших тектонических движений.

В областях с мощным чехлом молодых отложений, представляющих собой хорошую изолирующую покрывку, интенсивность новейших деформаций является положительным фактором, способствующим миграции и концентрации углеводородов. В этих условиях наблюдается преимущественная приуроченность газонакопления к зонам положительных относительно дифференцированных неотектонических движений, а нефтенакопления — к более спокойным зонам погружений.

В областях общего приподнятого положения плит преобладание новейших поднятий большой амплитуды способствует нарушению герметичности недр и дегазации залежей углеводородов. Здесь нефтегазоносность (особенно газоносность) тяготеет к менее дренированным участкам относительных погружений.

Древние платформы в отличие от молодых плит и наложенных впадин разделяются на отчетливо выраженные обширные по площади поднятия и впадины и характеризуются гетерогенным строением на разных участках. Среди них выделяются районы с различной степенью герметичности недр и сохранности залежей. В значительной степени это обусловлено мощностью и распространением разновозрастных отложений, покрывающих залежи нефти и газа.

На Русской плите, фундамент которой имеет общий наклон с запада на восток и юго-восток, нефтегазоносные провинции тяготеют в основном к более погруженным районам и приурочены к зонам наибольшей дифференцированности и контрастности новейших тектонических движений. При этом газонакопление отвечает районам максимальной новейшей раздробленности и дифференцированности тектонических деформаций.

В восточных и юго-восточных более погруженных областях (Волго-Уральская и Тимано-Печорская провинции, Нижнее Поволжье) промышленная нефтегазоносность отвечает зонам новейших тектонических поднятий, а в западной приподнятой части плиты — районам относительных опусканий новейшего этапа, таким, как Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген и Балтийская синеклиза (см. рисунок).

Зоны газонакопления, приуроченные к южной части Предуральского краевого прогиба, прибортовой части Прикаспийской синеклизы и юго-восточной части Днепровско-Донецкой впадины, широкой полосой огибают зоны нефтенакопления с юга и востока, охватывая различные региональные структуры.

Месторождения твердых битумов Мелекесской впадины и Самарской Луки приурочены к северо-западным периферийным частям зоны нефтенакопления.

В целом на Русской плите наблюдаются общее последовательное утяжеление углеводородов в северо-западном направлении и пестрота их состава в наиболее тектонически мобильных раздробленных зонах.

На Сибирской платформе, представляющей собой высокоприподнятую область, в пределах которой амплитуды новейших поднятий достигают 1000—1500 м, нефтегазовые месторождения приурочены в основном к срединной субширотной полосе молодых наложенных впадин, протягивающихся от восточного края Вилуйской синеклизы на запад, а также к широтной Енисей-Хатангской синеклизе на севере платформы. Эти зоны отличаются относительно слабой новейшей раздробленностью и умеренной дифференцированностью новейших тектонических движений

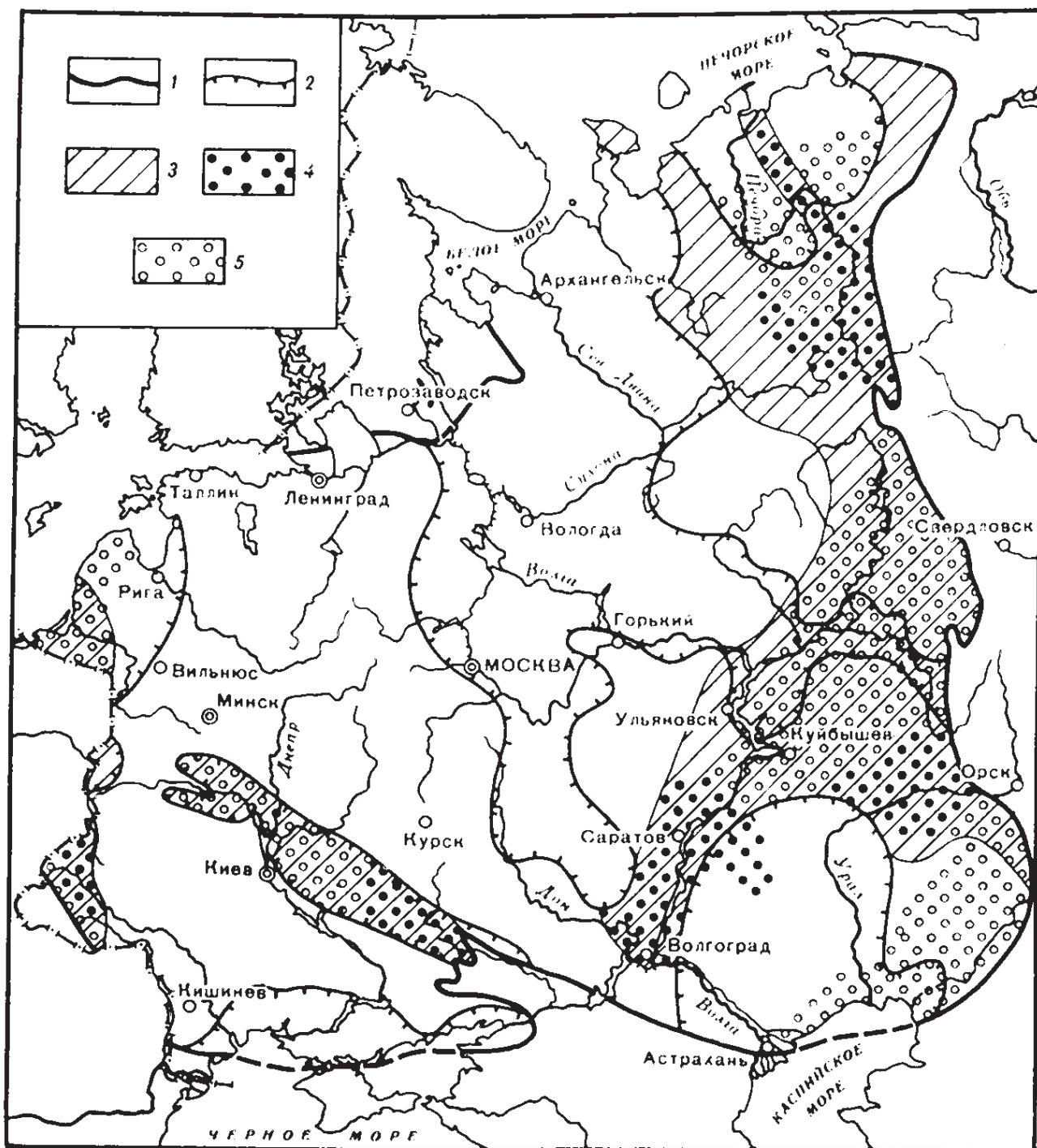


Схема новейшей тектоники Русской плиты

1 — границы Русской плиты; 2 — области преобладания новейших поднятий и опусканий; 3 — зоны новейшей тектонической активности; районы: 4 — преимущественно газоносные, 5 — преимущественно нефтеносные

Известные месторождения и рассеянные скопления твердых битумов и малът тяготеют здесь преимущественно к наиболее приподнятым в новейшую эпоху зонам и к районам с максимальными значениями дифференцированности новейших тектонических движений. Распространение нерастворимых битумов, керитов и антраксолитов отвечает участкам наибольшей новейшей раздробленности земной коры.

Указанная зависимость современного плана размещения нефтегазонасности от характера новейших тектонических движений и степени герметичности земных недр может свидетельствовать о молодом возрасте формирования месторождений нефти и газа. Вероятнее всего, формирование современного плана размещения месторождений нефти и

газа отвечает эпохе развития рельефообразующих тектонических движений и формирования рельефа поверхности. Предполагается, что при восходящих рельефообразующих тектонических движениях происходят растяжение верхних зон земной коры и образование трещин и разрывов. Таким образом, крупные региональные поднятия земной коры сопровождаются увеличением степени проницаемости земных недр. При последующих погружениях обстановка меняется и осадочный чехол оказывается в условиях сжатия и большей герметичности недр.

Установленная связь размещения месторождений газа и нефти с зонами новейшей тектонической активизации не исключает вероятности существования более древних фаз нефтегазонакопления. Положительные рельефообразующие движения периодически повторялись в истории Земли (в геократические эпохи), и условия, аналогичные новейшему этапу, могли иметь место и в геологическом прошлом.

Повсеместно наблюдаемое раздельное территориальное размещение зон газонакопления и нефтенакпления, а также более отчетливая для газа приуроченность к районам новейшей интенсивной активизации показывают, что концентрация газа в недрах этих областей является относительно более молодой.

В связи со сказанным можно предположить, что миграция углеводородов происходит в основном в газовой фазе, а конденсаты, нефть и твердые битумы являются вторичными продуктами его последующего преобразования. Вследствие этого зоны газонакопления отвечают наиболее молодым (современным) положительным морфоструктурам, а нефть и твердые битумы связаны с более древним морфоструктурным планом. Для битумов характерны также раздробленность и дегазация недр.

Негативное влияние раскрытости недр как результата интенсивных новейших поднятий и раздробления земной коры особенно неблагоприятно для сохранения залежей газа. Поэтому большая часть крупнейших месторождений углеводородного газа сосредоточена в пределах молодых платформ или в погруженных районах древних платформ с чехлом молодых отложений, представляющих собой надежную герметичную покрывку. Вместе с тем гигантские скопления твердых битумов и малые наиболее характерны для древних платформ.

В соответствии с изложенными результатами структурно-геоморфологического (неотектонического) анализа нефтегазоносности общая схема формирования зон нефтегазонакопления представляется в следующем виде.

Углеводороды накапливаются не при погружениях осадочного чехла, как это принято считать, а при общих поднятиях в эпохи проявления рельефообразующих тектонических движений, когда вследствие растяжения земной коры увеличивается ее проницаемость и создаются условия для миграции флюидов. Эти эпохи отвечают заключительным этапам геотектонических циклов, характеризующихся геократическим режимом. Миграция происходит в газовой фазе.

При последующих опусканиях залежи консервируются.

Исходя из выявленных особенностей неотектонического контроля размещения зон нефте- и газонакопления, в каждой данной области или провинции можно определить те или иные конкретные структурно-геоморфологические показатели нефтеносности и газоносности. Это дает возможность раздельного прогнозирования нефти и газа в новых малоисследованных областях.

А.Н. ШАРДАНОВ, А.А. АКСЕНОВ

ВОЗМОЖНОСТИ КОСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Дистанционное изучение планеты и ее ресурсов может выполняться путем исследования естественных геофизических и геохимических полей Земли, а также отраженного солнечного спектра и теплового излучения планеты. Пока мы имеем возможность получать в основном фотоинформацию видимой и ближней инфракрасной зон электромагнитного спектра Солнца, отражаемых Землей. Дистанционная фотоинформация дает рисунок поверхности планеты, который обусловлен эндо- и экзогенными процессами.

На первом этапе исследований нефтегазоносных территорий с помощью геологической съемки, бурения и геофизических методов процесс познания шел от частного к общему. На втором этапе дистанционные методы позволяют видеть сразу общую картину, т.е. анализировать соотношение, взаимодействие, взаимозависимость различных геоструктурных элементов. Накопленный опыт обработки космической фотоинформации свидетельствует о том, что на орогенных обнаженных территориях удастся фиксировать в зависимости от масштабов и вида фотоинформации крупнейшие блоки и разломы земной коры, вплоть до локальных складок, ослабляющих их разрывов, зон трещиноватости.

В районах, перекрытых чехлом недислоцированных молодых отложений, также проявляются границы основных структурных элементов, разломы, а местами удается выявлять фотоаномалии, связанные с погребенными локальными антиклиналями, соляными куполами и рифовыми массивами. Принципиально важно, что космическая техника позволила получать информацию любого участка земной поверхности, от глобальных снимков полушария до отдельных участков поверхности, при широком диапазоне масштабов, от 1:50 000 000 до 1:200 000, а за счет увеличения снимков — и более детальных. Исследователи смогли изучать целые континенты, горные системы, равнины, сфотографированные при одинаковых условиях в единый момент времени. При этих условиях на земной поверхности удалось выявить новые неожиданные структурные элементы, отражающие глубинное строение земной коры.

Иногда говорят, что на космических снимках "просвечивается" глубинное строение. Дело в том, что на региональных мелкомасштабных космических снимках "генерализация" особенностей ландшафта земной поверхности позволяет увидеть крупные геоструктурные элементы земной коры, формирование которых связано с эндогенными процессами планеты. Такие крупные структуры развиваются в современную эпоху, они "живут", воздымаются или погружаются; и экзогенные поверхностные процессы, вызывающие разрушение, эрозию горных сооружений или нивелировку впадин, путем переноса в них размываемых осадков, не способны, не успевают затушевать, сгладить проявления в рельефе, ландшафте активно развивающихся крупных геоструктурных элементов земной коры.

На фотоснимках удается картировать крупные элементы земной коры и складчатую структуру осадочных, вулканогенных и метаморфических пород в горных сооружениях, где эти породы обнажаются на поверхности. Комплексный анализ различных видов и масштабов дистанционной и традиционной геолого-геофизической информации позволяет выделять локальные фотоаномалии на детальных снимках равнинных территорий, где верхняя часть осадочного чехла сложена практически горизонтально залегающими молодыми осадками.

Фотоаномалии отражают изменение рельефа, растительности, почвы, влажности, литологии и гранулометрии современных осадков, их химических особенностей. Порой физический смысл фотоаномалий однозначно оценить не удастся. Значительная часть из них связана, по-видимому, с неотектоническими и современными тектоническими движениями столь небольшой амплитуды (от долей метра до сантиметра), что фиксировать их обычными геолого-геофизическими методами не представляется возможным; но эти даже столь минимальные движения отражаются на ландшафтных особенностях, определяя аномалии, которые фиксируются в виде фотоаномалий на аэрокосмических снимках. Часть фотоаномалий обусловлена, по-видимому, влиянием естественных геофизических, геохимических и тепловых полей недр земной коры. Вероятно, сказывается наличие в недрах гравитационных, магнитных, радиоактивных, геотермических, геохимических, гидрогеологических и других аномалий.

При работе с аэрокосмическими фотоснимками задача состоит в том, чтобы выявить ту часть информации, которая отражает тектонические движения, глубинную структуру или процессы, происходящие в недрах. Задача эта весьма сложная и, как показывает опыт дешифрирования фотоснимков визуальными методами, имеет в значительной степени субъективный характер. Чтобы избежать или хотя бы сократить влияние субъективного фактора, надо переходить на машинную (оптико-электронную) обработку фотоинформации.

Однако совершенно ясно, что и автоматизированная машинная обработка фотоснимков далеко не всегда позволит познать структуру пород осадочного чехла, а тем более прогнозировать перспективы нефтегазоносности. Необходимо использовать возможности получения дистанционной информации о различных естественных геофизических, геохимических и тепловых полях Земли. По этим параметрам уже имеется наземная и частично дистанционная информация, но получена она в разное время и в разных условиях. Техника сегодняшнего дня предоставляет всю гамму этой информации в совокупности с различной фотоинформацией (интегральные черно-белые, цветные, много- и спектрально-зональные снимки) и радиолокационным зондированием дистанционно с одного, двух носителей в одинаковых временных и пространственных условиях.

Обработка всей суммы перечисленной информации и комплексный ее анализ совместно с наземными геолого-геофизическими материалами о составе и структуре осадочного чехла позволят решать многие актуальные вопросы о геологическом строении и размещении полезных ископаемых.

Перечисленные задачи сегодня уже не фантастика, это программа, которая при существующем уровне науки и техники может быть осу-

ществлена в ближайшие годы. Одним словом, дистанционные методы — это не только получение фотоинформации, это одновременное фиксирование многих естественных полей и аномалий нашей планеты.

Опыт дистанционных исследований нефтегазоносных бассейнов доказал их высокую эффективность при разномасштабных исследованиях — от глобальных (1:20 000 000 и мельче), обзорно-региональных (1:10 000 000 — 1:2 000 000), зонально-региональных (1:1 000 000 — 1:200 000) до детальных (1:50 000 и крупнее).

При исследованиях разных масштабов используется соответствующая дистанционная и геолого-геофизическая информация и решаются специальные задачи. Так, при глобальных исследованиях прослеживаются положение различных платформ и складчатых систем, их относительный возраст и характер границ. При обзорно-региональных — уточняются границы, возраст, направленность молодых движений, общий характер тектонического строения основных геоструктурных элементов платформ и складчатых систем. Кроме того, в комплексе с геолого-геофизическими материалами корректируются границы нефтегазоносных бассейнов, общие потенциальные ресурсы нефти и газа; производится районирование бассейнов по возрасту нефтегазоносных комплексов, относительной перспективности по площади, основным типам складчатости. Примером использования дистанционной информации при обзорно-региональном картографировании могут служить Припятская, Днепровско-Донецкая, Прикаспийская, Южно-Мангышлакская, Южно-Каспийская впадины, где удалось уточнить положение некоторых разломов и крупных геоструктурных элементов, наметить новые, особенно поперечные разломы. Это способствует более правильному оконтуриванию нефтегазоносных бассейнов и зон нефтегазонакопления. В Прикаспийской впадине почти по всему ее периметру по различным признакам на космических снимках намечаются разломы или зоны кулисообразно сочлененных линеаментов. Наиболее четко региональные разломы выделяются вдоль западной границы складчатого Урала и древней платформы.

Южная граница Русской плиты, в пределах Прикаспия обычно проводимая на основании прежних геолого-геофизических материалов вдоль северного края кряжа Карпинского и Южно-Эмбинского поднятия, на космических снимках почти не фиксируется. Новые данные геологии и геофизики свидетельствуют о том, что территория полуострова Бузачи и прилегающая часть северного Устья скорее относится к древней Русской плите, чем к молодой Туранской. Космическая информация подтверждает эти новые представления и позволяет наметить границу древней и молодой плит.

Необходимо пересмотреть границу древней и молодой плит и на западном побережье Каспия в Волго-Манычском районе, где новые материалы сейсморазведки и бурения свидетельствуют о платформенном типе отложений и складчатости девонских и каменноугольных отложений на кряже Карпинского. По этим материалам, границу Русской плиты, по-видимому, следует проводить вдоль северного ограничения Манычского прогиба, а кряж Карпинского вместе с Донбассом и Днепровско-Донецкой впадиной рассматривать как внутripлатформенную структуру, ограниченную трансрегиональными глубинными (мантийными) разломами.

На территории Прикаспийской впадины выделяются фотоаномалии, связываемые с погребенными структурами овальной и кольцевой фор-

мы, различных размеров, от десятков до сотен километров в поперечнике. Большинство фотоаномалий коррелируется с известными надсолевыми куполами; наиболее крупные аномалии связаны с подсолевыми поднятиями или, возможно, с выступами фундамента, которые еще не везде подтверждены геофизическими методами.

В пределах Припятской и Днепровско-Донецкой нефтегазоносных областей уточнено строение северного и южного краевых разломов, а также региональных продольных и поперечных разрывных нарушений. В отличие от результатов традиционных геолого-геофизических работ на материалах космического фотографирования краевые глубинные разломы отображаются зонами разрывных нарушений, ширина которых от 5—10 до 15—20 км.

При зонально-региональном картировании аэрокосмическая информация позволяет уточнять положение известных зон нефтегазоаккумуляции и намечать положение новых, ранее неизвестных сводов, валов, блоков, разломов и приуроченных к ним зон складок, зон развития рифовых массивов, соляных куполов и прочих ассоциаций ловушек нефти и газа. Характерным примером таких работ может служить Днепровско-Донецкая впадина, где сотрудники Киевского отдела ИГиРГИ (В.И. Гридин и др.) были намечены новые зоны погребенных поднятий между ранее известными (по геолого-геофизическим исследованиям), выявлены многочисленные поперечные зоны разломов, которые ограничивают блоки, отличающиеся различной относительной активностью восходящих неотектонических движений, и часто контролируют размещение скоплений углеводородов. Суммарные вертикальные амплитуды движений по продольным и поперечным разломам за неотектонический этап 110—130 м. При эффективной мощности основных продуктивных горизонтов в десятки метров эти движения могли оказать определенное влияние на переформирование залежей углеводородов, что позволяет использовать неотектоническую активность структурных форм в качестве одного из критериев при оценке перспектив нефтегазоносности.

В Днепровско-Донецкой впадине сейсморазведкой МОВ была выявлена система продольных приразломных погребенных зон поднятий с амплитудой, превышающей 50 м, с многими из которых связаны нефтяные, газовые и газоконденсатные месторождения. Аэрокосмическая фотоинформация позволяет фиксировать фотоаномалии, связанные с погребенными складками, независимо от их амплитуды, при условии, конечно, что эти складки из-за неотектонических движений или других причин проявляются на дневной поверхности в виде фотоаномалий. Днепровско-Донецкая впадина оказалась именно такой активной территорией, где погребенные поднятия с амплитудой и менее 50 м неотектонически активны и проявились в виде фотоаномалий на снимках. Это дало возможность наметить ряд погребенных антиклинальных зон, некоторые из которых начинают подтверждаться в процессе поисково-разведочных работ.

Аналогичные погребенные зоны поднятий на далеких крыльях известных структур, а также поперечные системы разрывов намечаются на основании дистанционных методов и в Припятской впадине. В Башкирской АССР уточнены расположение и структурный план так называемых грабенообразных прогибов, с которыми связаны многочисленные нефтяные месторождения. Такие же прогибы и в Пермской области.

В Пермском Прикамье по результатам аэрокосмических исследований (А.М. Кутергин и др.) детализировано неотектоническое и тектоническое районирование; выявлены протяженные (до 150 км) линейно ориентированные зоны фотоаномалий, сопоставляемые с шовными зонами фундамента, и новые зоны фотоаномалий, предположительно сопоставляемые с валлообразными структурами и выступами кристаллического фундамента; установлено продолжение ряда крупных валов, известных по результатам предшествующих буровых работ; намечается связь нефтегазоносности с зонами более активных неотектонических поднятий.

В Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции в пределах Сургутского и Нижневартовского сводов регионально-зональными аэрокосмическими исследованиями (Ю.А. Дудко, М.И. Кострюков и др.) установлено наличие системы линейно ориентированных фотоаномалий, сопоставляемых с флексурно-разрывными зонами. Их преобладающее простирание — северо-западное и северо-восточное. На отдельных участках полученные результаты дистанционных исследований подтверждены профилями МОГТ по продуктивным горизонтам. Предполагаемые флексурно-разрывные зоны разделяют значительные по размерам блоки, отличающиеся разнонаправленными движениями в неотектонический этап геологического развития и различными амплитудами вертикальных движений. В итоге сопоставления схемы неотектонического районирования с имеющимися сведениями нефтеносности изученных территорий намечена закономерная связь размещения залежей углеводородов с особенностями неотектонических движений.

На южном погружении Нижневартовского свода намечены субширотные зоны, ограниченные разломами, в пределах которых концентрируются фотоаномалии с различной характеристикой; часть этих аномалий совмещается с известными структурами.

В пределах Мангышлакской и Устьюртской нефтегазоносных областей региональными работами прослежены ранее известные и выявлены новые зоны разломов, контролирующие структуры различных порядков. В Южно-Мангышлакском прогибе и на северном склоне Карабогазского свода выделена система субширотных и субмеридиональных разломов, определяющих блоковое строение этих регионов.

В Ферганской впадине аэрокосмическими исследованиями детализировано тектоническое районирование, уточнено местоположение продольных зон разрывных нарушений, выявлены системы поперечных разломов и обусловленная ими поперечная неотектоническая зональность. Намечены связи пространственного размещения залежей углеводородов с активностью структурных форм за неоген-антропогенный этап геологического развития.

В Прикаспийской впадине уточнено положение некоторых разрывов и крупных погребенных структур.

При детальном бурении в тектонически активных поясах местами удастся выделить складки и их зоны, продольные и поперечные разрывы (Средняя Азия, Закавказье). На платформенных территориях, где преобладает погребенная складчатость, в ряде районов выявляются аномалии, которые связываются с погребенными антиклиналями, рифовыми массивами, соляными куполами.

Детальные аэрокосмические исследования помогают решить следующие нефтепоисковые задачи: уточнение и детализация строения известных по-

кальных объектов с разработкой рекомендаций на проведение дальнейших работ; выявление фотоаномалий, сопоставляемых с перспективными объектами и учитываемых в процессе подготовки локальных структур геофизическими методами и поисковым бурением; оценка поисковых объектов по их активности в неотектонический этап и выделение первоочередных для постановки последующих нефтепоисковых работ; детализация известных и выявление новых зон разломов, локальных разрывных нарушений, зон тектонической трещиноватости; оперативный анализ результатов геофизических и буровых работ.

С помощью детальных аэрокосмических исследований практически во всех изученных районах удается фиксировать в виде фотоаномалий большую часть ранее известных погребенных поднятий, служащих ловушками нефти и газа. Характерно также, что в этих районах выделяется большое количество аналогичных фотоаномалий, которые расположены в местах, где неизвестны погребенные структуры, но они по сумме признаков сопоставляются с известными поднятиями, с частью из которых связаны залежи нефти и газа. В некоторых из изученных районов число новых фотоаномалий равно количеству выявленных ранее геолого-геофизическими методами погребенных складок. Тем самым существенно возрастают перспективы нефтегазоносности и облегчается выбор направлений поисково-разведочных работ, повышается их эффективность.

Имеющийся опыт аэрокосмических исследований при поисках нефти и газа показал, что они с успехом могут быть использованы как "в старых", хорошо разведанных районах нефтедобычи, так и в новых, мало изученных областях.

Наиболее эффективные результаты детальных работ получены в Днепровско-Донецкой и Припятской впадинах, где выявлены десятки локальных фотоаномалий; при проверке их геофизикой значительная часть оказалась приуроченной к погребенным поднятиям; на некоторых из них при последующем бурении были обнаружены промышленные скопления нефти и газа.

На северо-западном борту Прикаспийской впадины часть выявленных фотоаномалий соответствует известным погребенным поднятиям, а другие расположены в местах предполагаемых структур; некоторые из последних подтверждаются геофизическими методами, а на двух открыты новые нефтяные месторождения. В том же районе выявлены фотоаномалии, соответствующие рифовым массивам в каменноугольных отложениях. В различных районах Прикаспийской впадины, по материалам дистанционного зондирования, фиксируются погребенные купола.

На стадии разведки и оценки промышленного значения новых залежей нефти и газа материалы дистанционного зондирования в некоторых районах способствуют уточнению деталей глубинной структуры осадочных пород, трассирования разрывов, зон повышенной трещиноватости. Например, в Башкирии анализ аэрокосмической информации позволяет уточнять положение грабеннообразных прогибов и ограничивающих их разрывов, вдоль которых сформированы структурные ловушки, благоприятные для промышленного нефтенакпления; на одной из таких ловушек, положение которой уточнено дистанционными методами, открыто новое нефтяное месторождение.

В пределах Южно-Мангышлакского прогиба сейсморазведкой выявлены погребенные поднятия в триасовых отложениях, несогласно перекрытых юрско-неогеновым комплексом. Сопоставление материалов бурения и дистанционного зондирования показало, что размещение залежей нефти

и газа в триасе контролируется не только поднятиями, но и разрывами разных направлений, которые почти не выделяются сейсморазведкой, но трассируются по космическим снимкам.

Можно отметить также, что дистанционные методы становятся достаточно эффективным средством познания осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов. Геологи в дополнение к геофизическим и геохимическим методам получили дистанционные. Дистанционные методы по существу — это комплекс методов, включающий привычные нам геофизические и геохимические.

УДК 551.242:550.834:553. 981/982 (261+267)

А.Ю. ЮНОВ, А.А. ГАГЕЛЬГАНЦ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТНИКА И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН ЗАПАДНОЙ АФРИКИ И ИНДОСТАНА

Проблемы тектоники и геологического развития континентальных окраин Мирового океана в последнее время становятся все чаще предметом обсуждения, чему способствуют все более интенсивные морские геофизические исследования. Познание геологического строения и процессов формирования пограничных зон между материком и океаном в настоящее время становится исключительно важным для развития научных представлений о строении и формировании современной структуры океана. С континентальными окраинами связываются и проблемы восполнения запасов энергетического и минерального сырья, и в первую очередь нефти и газа.

Важным этапом в изучении геологического строения пассивных континентальных окраин восточной части Атлантического океана явились планомерные морские геофизические исследования континентального склона и подножия Западной Африки, начатые в 1973 г. Всесоюзным научно-исследовательским институтом морской геологии и геофизики на корабле "Новатор". В процессе этих работ методом отраженных волн (МОВ) с применением мощных невзрывных источников возбуждения упругих колебаний и сложных приемных устройств было выполнено свыше 10 тыс. пог. км непрерывных сейсмических профилей, в том числе свыше 3 тыс. пог. км в режиме общей глубинной точки (ОГТ), что позволило произвести скоростное расчленение осадочного комплекса. Материалы, полученные в процессе этих исследований, совместно с анализом опубликованных работ дали возможность установить основные черты геологического строения и развития западноафриканской континентальной окраины.

Не менее важное значение для познания геологического строения континентальных окраин Индийского океана имеют морские геофизические исследования, начатые в середины 60-х годов ВНИИМОРГЕО (Я.П. Мало-вицкий, А.А. Гегельганц) и проводящиеся в последние годы НПО ЮЖМОРГЕО [Бабенко и др., 1977].

По целому ряду географических, морфоструктурных и тектонических признаков континентальная окраина Западной Африки подразделяется на один субширотный и два субмеридиональных сегмента, принадлежащих соответственно северному побережью Гвинейского залива и северо-западному и юго-западному побережьям континента.

По материалам гидромагнитных исследований, в пределах субмеридиональных сегментов континентальных окраин выделена зона "спокойного магнитного поля", сменяющаяся в пределах краевой части материкового подножия областью типично "океанических" полосовых магнитных аномалий [Emery et al., 1975a, b; Uchupi et al., 1976]. Субширотный сегмент окраины отличается сложным магнитным полем, обусловленным многочисленными субширотными разломами, прослеживаемыми от Срединно-Атлантического хребта до зоны континентального склона, с которым они сочленяются под острыми углами и, поворачивая к северу, входят на континент.

Сочленение трансформных разломов с субмеридиональными сегментами континентальной окраины в области "спокойного поля" из-за большой мощности осадочного комплекса не выяснено.

Материалов по глубинному строению земной коры переходной зоны в Восточной Атлантике недостаточно. Региональные исследования методом ГСЗ проводились в 50-х годах лишь на геотраверсе Фритаун-Ресифе [Sheridan et al., 1969], на остальных участках данные о строении земной коры основаны на разрозненных точечных наблюдениях МПВ, на гравиметрических и магнитных измерениях [Bossard et al., 1970; Hospers, 1965]. Из-за фрагментарности исследований строения земной коры в пределах Восточной Атлантики пока не возможно четкое районирование этой акватории по типам строения земной коры.

К бесспорным областям развития коры континентального типа принадлежат все западноафриканские участки континентального шельфа, за исключением нигерийского, который вместе с прилегающей частью субэвральской дельты р. Нигер расположен на коре океанического типа [Allen, 1964; Cratchley, 1965; Hospers, 1970].

Области развития коры океанического типа охватывают глубоководные котловины восточной части океана, и, судя по состоянию изостатического равновесия, которое характеризует зону континентального подножия Западной Африки при глубинах дна свыше 4 тыс. м, этой зоне должна соответствовать океаническая кора. Однако, по данным западногерманских исследователей, в зоне континентального подножия между африканским континентом и архипелагом Зеленого Мыса отсутствуют признаки типично океанической коры [Seibold, Hinz, 1976].

На этом основании следует выделить области развития субокеанической коры, отличающейся от океанической наличием мощного осадочно-вулканогенного комплекса и развитой в пределах континентальных подножий и под субаквальной и, частично, субэвральской дельтой р. Нигер [Allen, 1964; Hospers, 1970]. В общих чертах площадь ее распространения не выходит за пределы "спокойного магнитного поля", развитого на субмеридиональных участках западноафриканской окраины и прилегающих глубоководных областей. На субширотном отрезке окраины, приуроченном к северному побережью Гвинейского залива, где трансформные разломы под острым углом сочленяются с зоной континентального склона, граница континентальной и океанической коры, видимо, более резкая. Постепенный переход между континентальным и океаническим блоками характерен для переходной зоны к югу от Китового хребта [Emery et al., 1975a, b].

К области развитой коры субконтинентального типа принадлежат зоны континентального склона, краевых плато типа Гвинейского. Кора субконтинентального типа развита под Восточно-Канарским архипелагом [Bossard et al., 1970] и, вероятно, под подводными хребтами типа Кито-

вого. Кора субконтинентального типа отличается от континентальной главным образом сокращенной мощностью.

По возрасту складчатого основания в пределах прерывной суши и шельфа Западной Африки с севера на юг выделяются: 1) альпийская зона Эрифа с прилегающей частью Предрифского прогиба; 2) герцинская зона Атласа, активизированная в альпийскую фазу и превращенная в горную альпинотипную страну, и Марокканской Месеты с платформенной частью Предрифского прогиба; 3) собственно африканский кратон с гетерогенным фундаментом докембрийского возраста; палеозойские складчатые комплексы Антиатласа, Мавританид принято рассматривать как области платформенного чехла, подвергшиеся на герцинском этапе складчатости, но не испытавшие метаморфизма и гранитизации [Шуберт, Фор-Мюре, 1973]; 4) область Капской системы, характеризующаяся рядом особенностей развития; условно ее можно отнести к герцинидам, хотя многие черты строения и развития сближают ее с мавританидами.

На структуры Атласа, Антиатласа, а также массивы и складчатые системы кратона наложены мезозойские осадочные бассейны, раскрывающиеся в сторону океана и в значительной степени разобщенные между собой или соединяющиеся узкими перемычками: Западно-Марокканский, Западно-Сибирский, Мавритано-Сенегальский, Берега Слоновой Кости, Нижненигерийский, Камерунский, Габонский и Ангольский. Разрез осадочного комплекса на северо-западе в марокканских бассейнах начинается с пермо-триаса, в южном направлении базальные осадочные серии постепенно омолаживаются до юрского—раннемелового возраста. Таким образом, осадочные комплексы окраинно-материковых бассейнов залегают на гетерогенном основании. Если в пределах кратона фундаментом осадочных бассейнов могут служить докембрийское складчатое основание, складчатый и нескладчатый палеозойский платформенный комплекс, то на северном окончании материка обстановка много сложнее. В основании осадочных комплексов здесь залегают гетерогенные комплексы герцинид и альпийских областей Западного Средиземноморья. Океаническое ограничение материка в его современных границах обрезает разновозрастные структурные элементы от архейских до альпийских независимо от возраста складчатого основания.

По имевшимся до последнего времени данным предполагалось, что за пределы шельфа основные структурные элементы континента, вплоть до герцинской зоны Атласа, не продолжают [Robb, 1974]. Тем не менее, судя по материалам морских геофизических исследований, строение осадочного комплекса окраины континента, особенно на продолжении альпийской и активизированной на альпийском этапе герцинской зон, отражает влияние крупнейших структурных элементов суши.

В пределах континентальной окраины, расположенной между южным побережьем Пиренейского полуострова и северо-западным побережьем Марокко и принадлежащей альпийской области, выявлено развитие мощного осадочного комплекса с интенсивным проявлением покровной тектоники. Амплитуда горизонтальных перемещений покровов превышает сотни километров.

В пределах южномарокканского участка континентальной окраины мощные осадочные разрезы установлены на расстоянии нескольких сотен километров от края шельфа. Океаническое продолжение структуры Атласа четко прослеживается за пределами шельфа до глубин океана свыше 3 тыс. м, т. е. в области распространения субокеанической коры. Оно хорошо выражено в рельефе дна и особенно в проявлении интенсивных

пликативных и разрывных дислокаций. Прослежено океаническое продолжение Южно-Атласского глубинного разлома, отделяющего в океане дислоцированный комплекс подводной периклинали Атласа от субплатформенной области солянокупольной тектоники к югу от последнего. Океанической границей солянокупольной зоны здесь является погребенное валообразное поднятие, связанное с цоколем Восточно-Канарского архипелага.

Для подводной окраины Западной Сахары соляная тектоника не характерна, хотя в разрезе осадочного комплекса прибрежной суши присутствуют эвапориты поздне триасового или раннеюрского возраста. За пределами шельфа на продолжении докембрийского массива Регибат, разделяющего на суше осадочные бассейны Мавритании и Западной Сахары, расположен крупный выступ континентального склона, в пределах которого осадочный чехол несет черты платформенного строения. Здесь на расстоянии свыше 200 км от побережья выявлено обширное пологое поднятие типа сводового. На всем протяжении континентальной окраины от широты Канарского архипелага до Гвинейского краевого плато на юге выявлено интенсивное проявление предмиоценового размыва. В верхних частях континентального склона миоценовый комплекс залегает на верхнемеловых, в нижней части склона и в зоне подножия — нижнемеловых отложениях. Последние слагают протягивающийся вдоль подводной окраины материка антиклинальный перегиб, ограничивающий со стороны современного океана раннемеловой мелководный, а на востоке — континентальный бассейн, расположенный в пределах современного континентального шельфа, склона и частично подножия.

В пределах подводной окраины Мавритании в зоне склона выявлена новая солянокупольная область. Южная часть субмеридионально протягивающейся материковой окраины Северо-Западной Африки осложнена Гвинейским краевым плато, в строении которого четко прослеживаются несогласия, разделяющие миоценовый, верхнемеловой и нижнемеловой комплексы. В южном направлении структура осадочного комплекса, слагающего плато, продолжается в котловину Сьерра-Леоне, погружаясь крупными ступенями, обрезанными сбросами и перекрытыми осадочными отложениями кайнозойского и поздне мелового возраста. Нижняя ступень находится на глубине океана свыше 5500 м, т.е. в области с океаническим типом коры. Слабослоистые породы, слагающие "фундамент" ступеней, представляют собой обрушенные и перекрытые мезозойско-кайнозойскими осадками фрагменты континентальных блоков, что, видимо, свидетельствует о редуцированном характере океанической коры на этом участке.

В котловине Сьерра-Леоне установлен океанический тип земной коры [Sheridan et al., 1969] с низкими значениями граничных скоростей для "третьего" слоя, сравнимых со скоростями, характеризующими докембрийский фундамент Либрийского щита (6,22–6,59 км/с и 6,10–6,50 км/с соответственно), что, на наш взгляд, свидетельствует о вторичном характере океанической коры на этом участке [Юнов, 1978].

Строение материковой окраины северного побережья Гвинейского залива осложнено разломной тектоникой. Трансформные разломы Срединно-Атлантического хребта под острым углом сочленяются с континентальным склоном Сьерра-Леоне, Либерии, Ганы, Бенина.

На шельфе и склоне развиты узкие грабенвидные прогибы, выполненные терригенными отложениями мелового-кайнозойского возраста. В ряде случаев от предмелового размыва сохранился комплекс палеозойских

платформенных образований, нефтеносных на шельфе Ганы и отделенных от меловых отложений платовыми долеритовыми интрузиями позднеюрского-раннемелового возраста.

Мощный осадочный кайнозойский комплекс дельтового происхождения развит на шельфе и склоне Нигерии. Он осложнен гравитационной складчатостью, особенно интенсивной в зоне склона. С юго-востока он ограничен вулканическим поясом Камерун — о. Фернандо — п-ов Аннобон, отделяющий субширотную континентальную окраину Гвинейского залива от субмеридиональной окраины юго-западной части континента. В пределах последней широко развита область солянокупольной тектоники, продолжающаяся в сторону глубоководной котловины до глубины 3500 м и отделенная от области развития океанической коры горстовидными поднятиями. Доаптский базальный комплекс представлен мощной толщей континентальных терригенных образований, залегающих на обрушенных блоках докембрийского фундамента. Характер строения континентальной окраины свидетельствует, что на значительной площади современного океанского дна до апта господствовали континентальные условия.

К югу от Китового хребта континентальная окраина весьма своеобразна. Осадочные бассейны на суше практически отсутствуют, шельф переуглублен, зона полосовых магнитных аномалий приближена к континенту. По имеющимся данным, морские условия здесь существовали уже в юрское время, как и на северо-восточном сегменте континентальной окраины Африки.

Анализ геологической истории континентальной окраины Западной Африки показывает, что начальным этапам формирования этой области на кратоне предшествовал длительный этап относительного тектонического покоя. Заключительная эпоха геосинклинальной тектоно-магматической активности в Африке датируется возрастом 520 млн. лет и выполняет роль заключительной фазы тектогенеза. Платформенный этап на кратоне длится с позднекембрийского времени. В пределах обширных внутрикратонных областей, которым отчасти соответствуют современные границы синеклиз Тауденн, Конго, Вольта, Бове, в течение палеозоя формировался платформенный чехол, область распространения которого была шире современной. Герцинский этап складчатости охватил северную и южную области континента и проявился в пределах северо-западной части кратона в виде образования интенсивных зон смятия (система Мавританид). Северная часть атлантической окраины континента тесно связана с развитием субширотной зоны Западного Тетиса; видимо, именно этим объясняется более раннее развитие здесь континентальной окраины на фоне ранних фаз раскрытия Протоатлантического океана.

Орогенному этапу герцинид Северо-Западной Африки соответствовали общее поднятие, размыв, начало раскола вдоль всей современной зоны континентальной окраины Западной Африки. В пределах современных окраин с герцинских северной и южной периферийных областей африканского материка процесс обрушения, образования систем грабеновидных прогибов и накопления красноцветных континентально-лагунных формаций с проявлениями основного вулканизма начался в триасе, непосредственно после завершения герцинского цикла. В условиях общего растяжения и развивающегося рифтогенеза и раскрытия Протоатлантического океана процесс ослабления сплошности земной коры, увеличения ее проницаемости для магматических расплавов начал мигрировать вдоль зоны континентальной окраины с севера и с юга. Образование серии грабеновидных прогибов и накопление в них тафрогенных комплексов на северо-западе и юго-западе

кратона начались в юрское время. К концу поздней юры — началу раннего мела этот процесс достиг зоны субширотного приэкваториального сегмента.

Морские условия в северо-западной части континентальной окраины связаны с продолжением сюда в юрское время области Западного Тетиса.

В раннемеловое время активно развиваются тафрогенные прогибы в Анголо-Габонской зоне и в Гвинейском заливе на месте областей крупных сводовых поднятий. Морские позднеюрские фации сменяются мелководными и континентальными в области современных шельфа и склона в северо-западном сегменте окраины.

Соединение Северного и Южного протоатлантических бассейнов в единый Атлантический произошло после апта. Повсеместно начинал отлагаться плитный морской комплекс, представленный преимущественно писчим мелом. Поскольку аналогичные синхронные фации исключительно широко представлены на Европейском и Азиатском континентах, глубина океана была много меньше современной. Писчий мел считается типичной фацией эпиконтинентальных морей.

Образование глубоководных котловин в области континентальных окраин завершилось после крупного предмиоценового несогласия в неогене. Многочисленные факты залегания в окраине континентальных, прибрежно-морских отложений под морскими позднемеловыми-палеогеновыми и последних под глубоководными неогеновыми свидетельствуют о времени формирования субокеанической коры на месте первично континентальной в границах области "спокойного магнитного поля".

Аналогичные процессы развития пассивных материковых окраин происходили и в северо-западном секторе Индийского океана. На его западной окраине в пределах восточноафриканского сектора континента от позднего карбона до юры в крупных приразломных прогибах накапливались континентальные образования серии карру, включавшие в Танзании и на шельфе Мозамбикского пролива эвапориты триасового возраста. Морские условия установились на севере в раннеюрское время и мигрировали в течение юры до южной оконечности окраины. Обширный морской бассейн существовал в это время в Сомали и через восточную часть Аравийского полуострова соединялся с Восточным Тетисом. Условия относительно глубоководного океанического бассейна наступили на севере в меловое время, в Мозамбикском проливе — после эоцена. Здесь океанические глубины и субокеаническая кора образовались на месте бывшего континентального блока. После олигоценовой регрессии широкая трансгрессия отмечается в миоцене.

Для восточно- и западноиндостанских материковых окраин нет определенной ясности о ранних этапах их развития из-за слабой изученности их строения. История западноиндостанской окраины тесно связана с этапом проявления позднемелового-палеоценового траппового вулканизма Декана. Дотрапповый этап истории для южной части окраины неясен. В северной части Индостанского субконтинента после длительного перерыва в осадконакоплении в условиях относительно стабильного существования щита наступил гондванский этап формирования грабеновидных прогибов, завершившийся в позднем триасе. До конца юрского времени в грабенах накапливались континентальные угленосные, местами и морские отложения. Раннемеловое время характеризовалось отложением морских карбонатных осадков. На фоне начавшегося общего воздымания в позднемеловое время интенсивно проявляется трапповый магматизм, сменившийся в палеоцене этапом обрушения континентальных блоков, формирования грабено-

видных прогибов типа Камбейского, в которых накапливались продукты разрушения траппов. В эоцене после фазы сжатия и деформации в Камбейском грабене стали накапливаться морские отложения. Морской режим после ряда тектонических фаз и местных несогласий в олигоцене устанавливается почти повсеместно в миоцене и продолжается до плиоцена, когда усиливаются контрастные разнонаправления движения, приведшие к осушению прибрежных областей современной суши и углублению океанической котловины Аравийского моря.

В разрезе континентальной окраины наблюдается закономерная смена субаэральной трапповой формации континентальными, мелководными и глубоководными морскими отложениями, чему, очевидно, соответствует переработка первично континентальной коры в субокеаническую.

Восточно-Индостанская окраина характеризуется сбросовой тектоникой в южной части. Изученные разрезы свидетельствуют о длительном этапе накопления континентальных фаций в приразломных прогибах, вплоть до позднеюрского-раннемелового времени. В течение мела в бассейнах, возможно, унаследованных от гондванского этапа и расположенных на шельфе, склоне юго-восточной окраины Индостана, происходило накопление континентальных и прибрежно-морских образований с преобладанием морских в конце позднего мела. На рубеже позднего мела-палеоцена в связи с общим подъемом происходит размыв, сменившийся в эоцене погружением и трансгрессией моря.

После подъема и перерыва в олигоцене повсеместно интенсивно проявилась миоценовая трансгрессия. Плиоцен-плейстоценовая регрессия проявилась в накоплении континентальных грубозернистых образований.

Осадочный комплекс континентальных окраин Индостана характеризуется большими мощностями и заходит на сушу лишь в виде ограниченных по площади и мощности седиментационных заливов. Максимальные мощности в Аравийском море приурочены к шельфу и континентальному склону, в Бенгальском заливе — к нижней части континентального склона. Разрез отличается чередованием трансгрессивных и регрессивных фаций.

Палеоглубины дна Индийского океана для отрезка времени с поздней юры до современного, построенные по материалам глубоководного бурения, свидетельствуют, что не только континентальные окраины, но и котловины океана испытали прогрессирующее углубление, размах которого достигал 4 тыс. м и в процессе которого терригенные, вулканогенные или карбонатные фации постепенно сменялись глубоководными [Kidd, Davies, 1978]. Для ряда участков океана отмечена смена субаэральных условиях пелагическими с амплитудой опускания 2500 м за период, прошедший с конца позднемелового времени.

Районы акватории Аравийского моря Бенгальского залива характеризуются "спокойным магнитным полем". Полосовые магнитные аномалии, типичные для океанического дна, развиты лишь в юго-западной части Аравийского моря, на расстоянии свыше 1500 км от континентальных окраин Индии и Пакистана и на большом удалении от южной границы Бенгальского залива.

По материалам глубинных геофизических исследований, земная кора в котловине Аравийского моря — субокеанического типа, характеризуется резким переходом к субконтинентальной коре материковой окраины Индостана и Лаккадивского хребта [Клосс и др., 1978].

В Бенгальском заливе земная кора, по имеющимся материалам, отличается большой мощностью неуплотненных осадков и низкими значениями

ми граничных скоростей для поверхности, принимаемой за "фундамент" (порядка 6,18—6,22 км/с), что не дает возможности отождествлять его с "третьим океаническим слоем" [Naini, Leyden, 1973]. Указанные исследователи приходят к выводу, что земная кора в Бенгальском заливе должна быть отнесена к континентальному типу.

Материалы по строению и развитию континентальных пассивных окраин на примере Индостана и Западной Африки свидетельствуют о широком развитии вертикальных движений на обширных площадях Атлантического и Индийского океанов, которые происходили в условиях растяжения под влиянием глубинных процессов, ведущих к деструкции и переработке первично континентальной коры в кору субконтинентальную и субокеаническую.

Процесс формирования пассивных континентальных окраин имеет определенные черты сходства с процессами формирования осадочного комплекса древних и молодых платформ. Начальный этап развития пассивных окраин тесно связан с океаническим рифтогенезом. На континентальных бортах расширяющихся океанических рифтовых зон этап обрушений наступает обычно после длительного платформенного развития кратона, а в герцинских областях — после завершения складчатости и орогенеза. На континентах этому этапу соответствует тафрогенный этап развития платформ.

В тех и других областях тафрогенные прогибы заполняются континентальными образованиями, часто с проявлениями основного вулканизма. По мере развития океанического бассейна тафрогенный комплекс континентальных окраин сменяется морским плитным, как и в платформенных областях материков. При этом необходимо отметить, что основная цикличность мезозойского осадконакопления (чередование трансгрессивных и регрессивных циклов, терригенных и карбонатных фаций) после завершения герцинской фазы на пассивных материковых окраинах Африки и Индостана и в платформенных областях Евразии (на Западно-Европейской, Скифской, Туранской, Западно-Сибирской плитах) происходила синфазно, что отчасти объясняется их связью с областью Тетиса.

Дальнейшее развитие океанов ведет к перестройке коры под переизначально континентальными блоками, втягиванию в погружение внешней зоны материковых окраин, расширению за их счет океанических котловин, смене мелководных пелагических осадков глубоководными.

Области "спокойного магнитного поля", видимо, соответствуют блокам первично континентальной коры, превратившейся в субокеаническую и океаническую. В этом случае все палеореконструкции взаимного положения континентов в ранние фазы раскрытия океанов и до начала этого раскрытия, построенные по очертаниям современных континентальных склонов и тем более побережий, мало обоснованы.

Пассивные континентальные окраины, характеризующиеся определенными чертами сходства в строении, развитии и седиментационной цикличности с платформенными областями материков, обладают большим нефтегазовым потенциалом, о чем свидетельствует наличие в их пределах таких месторождений, как Эмерод-Марин и "Бомбейский свод". Выявленные многочисленные благоприятные структурные формы, в том числе соляные купола, брахиантиклинали, складки платформенного типа, наличие коллекторов и покрышек при максимальных мощностях осадочного комплекса дают основание высоко оценивать перспективы подводных пассивных окраин и за пределами шельфа.

ЛИТЕРАТУРА

- Бабенко К.М., Панаев В.А., Свистунов Ю.И. О строении осадочной толщи Аравийского моря. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, №2.
- Клосс Г., Нарайн Х., Гарде С. Континентальные окраины Индии. — В кн.: Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978.
- Шуберт Ю., Фор-Мюре А. Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
- Юнов А.Ю. Строение и перспективы нефтегазоносности подводных окраин континентов (на примере Западной Африки и Восточной Азии). — Геол. и геофиз., 1978, вып. 2.
- Allen J.R. The Nigerian continental margin. — Mar. Geol., 1964, N1.
- Bossard J. et al. Crustal structure of the Western Canary Islands from seismic. — J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 26.
- Cratchley C.R. An interpretation of the geology and gravity anomalies of the Benue valley, Nigeria. — Overseas Geol. Surv., Lond. Geophys. Pap., 1965, N 1.
- Emery K.O. et al. Continental margin of W. Africa: Cape St. Francis (S. Africa) to Walvis Ridge (S. W. Africa). — Bull. Amer. Assoc. Petrol., 1975a, vol. 59/1.
- Emery K.O. et al. Continental margin of W. Africa: Angola to Sierra Leone. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975b, vol. 59/12.
- Hospers J. Gravity field and structure of the Niger delta. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1970, vol. 76.
- Kidd R. Davies Th. Indian ocean sediment distribution since the late Jurassic. — Mar. Geol., 1978, vol. 26.
- Naini B.R., Leyden R. Ganges Cone: A wide seismic reflection and refraction study. — J. Geophys. Res., 1973, vol. 78 (35).
- Robb Z.M. Structure of continental margin between Cape Rhir and Cape Sim. Morocco. N.W. Africa. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, vol. 55, N 5.
- Sheridan R. et al. Structure of continental margin of Sierra Leone, W. Africa. — Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 10.
- Seibold E., Hinz K. German cruises to the continental margin of N.W. Africa in 1975: General reports and preliminary from "Valdivia 10 and "Meteor" 39. — "Meteor" Forschungsergebnisse, 1976, N 25.
- Uchupi E. et al. Continental margin of W. Africa: Senegal to Portugal. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1976, vol. 60, N 5.

УДК 551.24:553.98

А.А. АКСЕНОВ, В.В. БРОНГУЛЕВ, И.В. ВОРОБЬЕВ

НОВЫЕ КАРТЫ МОЩНОСТИ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ПАЛЕОЗОЙ)

В последние годы проведена большая работа по подготовке и изданию серии карт мощностей отделов всех систем осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, и в первую очередь его палеозойской группы. Непосредственными исполнителями являлись Всесоюзный заочный политехнический институт, Московский государственный университет им. Ломоносова и трест Пермнефтегеофизика.

Серия карт мощностей палеозоя Восточно-Европейской платформы в том виде, как ее удалось подготовить, публикуется по существу впервые. Изданные в 1961 и 1968 гг. атласы палеогеографических карт той же территории под редакцией А.П. Виноградова лишь отчасти можно считать их прототипом. Дело в том, что оба эти атласа давали представление главным образом о палеогеографической обстановке охваченных ими территорий, тогда как собственно картина распределения современных мощностей осадочного чехла носила в них схематический характер. Тем не менее оба атласа сыграли очень большую роль в деле изучения геологического строения

территории СССР, поскольку представляли собой весьма крупное обобщение.

За истекшее десятилетие накопившийся обширный новый материал позволил в значительной мере пересмотреть указанные построения, обратить главное внимание не на палеогеографическую обстановку тех или иных эпох развития Восточно-Европейской платформы, а на особенности современного распределения мощностей ее осадочного чехла и на современные границы локализации его отдельных комплексов. Таким образом, работа по подготовке новых региональных карт изопахит платформенного чехла может рассматриваться не как повторение, а как естественное продолжение начатых ранее обобщений, причем на значительно изменившейся биостратиграфической основе и под существенно иным углом зрения. При составлении карт была применена специальная методика, позволившая добиться их полной стандартизации, высокой точности и теснейшей взаимной увязки, что заметно отличает данную серию от всех предыдущих изданий.

Увязка первичных авторских макетов, составленных по отдельным площадям платформы, первоначально производилась на картах в масштабе 1:1 000 000, а затем еще раз — в масштабе 1:2 500 000. Полученные таким путем карты без каких-либо упрощений и изменений трансформировались в масштаб 1:5 000 000, в котором и публиковались. В результате точность построения по крайней мере вдвое, превышала требуемую.

На всех картах данной серии изображались современные мощности и современные границы распределения картируемых отложений. Характер этих границ повсюду различен. Местами они являются денудационными, местами совпадают с разрывными смещениями, а кое-где, вероятно, фиксируют положения береговых линий древних морских бассейнов. Все эти границы, как выходящие на земную поверхность, так и расположенные в толще осадочного чехла, переносились с крупномасштабных геологических карт преимущественно самых последних лет.

Сечение изопахит было принято переменным для максимального сохранения фактического материала, который в противном случае во многих местах оказался бы потерянным. Вместе с тем все карты изданы в стандартной гамме голубовато-зеленоватых цветов, шкала которой составлена в геометрической прогрессии, с интервалами в 100, 200, 400, 800 м и т.д. Интенсивность закрашки увеличивалась в соответствии с увеличением мощностей. Для большой наглядности заголовки карт располагались на цветных полях в соответствии с возрастом картируемых отложений (например, коричневых — на картах девона, серых — на картах карбона и т.д.). Изопахиты подразделялись на три типа: достоверные, менее достоверные и предполагаемые. Степень достоверности ихопакит обосновывалась не только числом буровых скважин, но и соображениями, связанными с надежностью стратиграфического расчленения тех или иных отложений в разных районах.

На всех картах данной серии особыми знаками показаны выходы на поверхность под кайнозойские и мезозойские породы древних доплатформенных комплексов. В Прибалтике и на Украине возраст последних преимущественно архейский и карельский, на Тимане и Урале — преимущественно рифейский. Эти древние образования не имеют прямого отношения к мощности осадочного чехла, однако их хорошо знакомые всем контуры облегчают чтение и сопоставление карт друг с другом.

Как известно, участки экстремальных мощностей обычно локализуются в области некогда развивавшихся погружений и поднятий земной коры. Эти участки далеко не всегда совпадают с современным структурным планом тех или иных районов. Поэтому во избежании путаницы на данной стадии

работы было решено отказаться от нанесения на карты географических наименований как элементов палеорельефа платформы, так и элементов ее современной структуры.

На мелкомасштабных картах-врезках приведены дополнительные сведения о распространении соответствующих систем в целом, а также сведения о расположении районов работ организаций, материалы которых использовались при составлении основных карт.

Почти все карты мощностей палеозойской группы были построены по отделам. Одно из исключений — карты *кембрийской системы*. Дело в том, что кембрийские отложения формировались в различных морских бассейнах с разными направлениями трансгрессий. В результате, например, мощность нижнего кембрия можно было показать лучше всего на двух сводных картах. Одна из них демонстрирует мощность томмотского (балтийского) яруса, начиная с подошвы ровенского горизонта и кончая кровлей лонтовасского горизонта. Построения на данной карте в пределах западных районов платформы достаточно надежны. Что же касается более восточных районов, в частности Мезенского региона, то степень достоверности исходных материалов здесь значительно ниже. Во многих местах этой территории томмотские отложения показаны условно. Вторая карта нижнего кембрия суммирует мощности атдабанского и ленского ярусов, в состав которых входят талсинский, вергальский и раусвесский горизонты (томмотский и атдабанский ярусы приблизительно соответствуют алданскому ярусу схемы МСК 1965 г.). Этот комплекс известен только на западе платформы. Третья карта кембрия объединяет его средний и верхний отделы, поскольку для их расчленения биостратиграфических данных почти нет. Подошва среднего отдела проведена по нижней границе кибартайского горизонта. Граница кембрийской системы с ордовиком в пределах Восточно-Европейской платформы условна.

Карты *изопакит ордовикской системы* почти всюду построены в объемах ее отделов, за исключением Оренбургского Приуралья, где последние разделить не удалось. Здесь на всех трех картах показана мощность ордовика в целом. Границы отделов проведены в основном в соответствии с унифицированной схемой МСК 1965 г. Как уже отмечалось, нижняя граница ордовика условна. На карте нижнего отдела она повсеместно совпадает с подошвой пакерортского горизонта. Верхняя граница нижнего ордовика на западе платформы и в ее центральных районах соответствует кровле кундского горизонта. В Ижма-Печорской зоне к нижнему ордовика отнесена седиольская свита, которая сопоставляется с тальпосской и обеизской свитами Северного Урала. Таким образом, на данной карте изображена суммарная мощность тремадокского, аренигского и нижней части лланвирнского ярусов. Карта мощности среднего ордовика включает верхнюю часть лланвирнского яруса, лландейлский ярус, а также нижнюю и среднюю части карадока. В Молдавии среднеордовикскими считаются лишь отложения баронинского горизонта. На территории Ижма-Печорской зоны к этому отделу отнесены породы нибельской свиты. На карте верхнего ордовика показана суммарная мощность верхнекарадокского подъяруса и ашгиллского яруса. В Прибалтике кровля системы сопоставлена с верхней частью горизонта поркуни, в Молдавии — с верхами везенбергского горизонта, в Западной Украине — с верхами молодовского горизонта, на территории центральных районов — с варлыгинскими или володарскими слоями ярославской серии и, наконец, на крайнем северо-востоке платформы — с верхами саледышорской и зыбской свит, которые, в свою очередь, сопоставляются с щугорской свитой Северного Урала.

Карты мощностей *силурийской системы* в объемах ее отделов во всех частях Восточно-Европейской платформы построить не удалось. Так, на обеих картах соответствующее расчленение произведено только на западе и крайнем северо-востоке. В центральных районах, Саратовском Поволжье и Оренбургском Приуралье на картах нижнего и верхнего отделов системы показана ее общая мощность. На карте нижнего силура нижняя граница системы, отвечающая подошве лландоверийского яруса, установлена в Подолии и Молдавии по основанию теремцовского горизонта, а в местах его отсутствия — в основании китайгородского горизонта. В Прибалтике эта граница соответствует подошве юрусского горизонта. На территории Ижма-Печорской зоны лландоверийский ярус установлен лишь по положению относимых к нему пород в разрезе. В остальных районах платформы подошва силура в значительной мере условна. Так, в центральных районах она проведена по подошве пошехонской серии, в Оренбургском Приуралье — грязнушинской свиты и т.д. Верхняя граница нижнего силура на юго-западе платформы условно сопоставляется с кровлей мукшинского горизонта, а в Прибалтике — с кровлей роотсикюласского горизонта. На северо-востоке она, по-видимому, совпадает с кровлей васькерской свиты венлокского яруса. На карте верхнего отдела силурийской системы в Прибалтике, Подолии и Молдавии в состав отдела включены лудловский и пржидольский ярусы, причем верхняя граница отдела проведена соответственно по кровле охесаарского и скальского горизонтов. На северо-востоке платформы к верхнему отделу системы отнесены гердьюсский и гребенской горизонты.

Карты мощностей *девонской системы* построены для всей территории Восточно-Европейской платформы строго по отделам. В разных районах стратиграфические схемы этих отделов имеют свои местные подразделения. В настоящее время они хорошо коррелируются и позволяют получить достаточно унифицированную общую картину. На карте нижнего девона подошва системы проведена в Прибалтике в основании гаргждайской серии, в Молдавии и на Украине — в основании борщовского горизонта, в центральных районах — в низах пироговской свиты, в Поволжье и Южном Приуралье — местами в середине грязнушинской, местами в основании хлебодаровской свиты, на Северном Тимане — в основании ептарминской свиты и, наконец, в Тимано-Печорском регионе — в основании доломитов жединского яруса. Карта мощности среднего девона показывает суммарный объем эйфельского и живетского ярусов. За подошву приняты в Прибалтике нижние слои резенкенской свиты, в Молдавии и на Украине — низы лопушанской свиты, в центральных районах — подошва новобасовских слоев, в Поволжье — нижняя часть ряжского горизонта и на востоке — подошва такатинского горизонта и его аналогов. Карта мощности верхнего отдела девонской системы, одна из наиболее информативных, охватывает франский и фаменский ярусы. За нижнюю границу верхнего девона в Прибалтике принята подошва гауйского горизонта, в центральных районах — подошва нижнецигровских слоев, на остальной территории платформы — подошва пашийского горизонта. Верхняя граница девона совпадает в Прибалтике с кровлей жагарского горизонта, в Молдавии и на Украине — с кровлей торчинской свиты и, наконец, в центральных районах и на востоке платформы — с кровлей кудеяровских слоев.

Мощности отделов *каменноугольной системы* на соответствующих картах данной серии построены по унифицированной схеме 1965 г. с добавлениями, принятыми МСК в 1974 г. На карте нижнего карбона подошва системы проведена на Украине, в частности в Днепровско-Донецкой зоне, по

подошве зачепиловской свиты, в Донбассе — в основании свиты C_1^1 , в центральных районах платформы — по подошве озерско-хованских слоев, на востоке — в основании заволжского горизонта и на территории Тимано-Печорского региона — по зеленецкому горизонту. Верхняя граница нижнего отдела отождествлена с кровлей серпуховского яруса, которая, в свою очередь, отвечает кровле протвинского горизонта и его аналогов. В Донбассе это кровля свиты C_1^4 . На карте среднего карбона показана мощность комплекса отложений от подошвы краснополянского до кровли мячковского горизонтов, т.е. объединенные башкирской и московской ярусы. В Донбассе этому интервалу отвечает комплекс, начинающийся свитой C_2^1 и кончающийся свитой C_2^7 . Карта верхнего карбона суммирует мощности касимовского и гжельского ярусов. В Донбассе им соответствует комплекс от свиты C_3^1 до кровли свиты C_3^3 .

Наконец, карты мощности нижнего и верхнего отделов *пермской системы* составлены в основном также в объемах, принятых унифицированной схемой МСК 1965 г. На карте нижней перми показаны мощности ассельского, сакмарского, артинского и кунгурского ярусов, причем нижняя граница этого комплекса соответствует подошве сокологорского горизонта ассельского яруса и его аналогов, а верхняя — на большей части территории платформы — кровле иреньского горизонта кунгурского яруса. В Прибалтике указанный комплекс, как известно, именуется "красным лежнем". Карта мощности верхнего отдела пермской системы включает уфимский, казанский и татарский ярусы. Подошва отдела в большинстве районов соответствует подошве соликамского горизонта, кровля почти всюду отвечает верхам вятского горизонта и его аналогов. Карта верхней перми не равноценна в своих разных частях. К сожалению, имеются довольно обширные площади, где она представляет собой более схему, чем карту.

Так, на значительной территории Волго-Камского региона изопахиты данного отдела частично реконструированы, что объясняется неполнотой данных и весьма значительным современным размывом. Альтернативой в данном случае могло быть только отсутствие здесь каких-либо построений, что было признано неприемлемым. Отклониться от принятого принципа пришлось и на юге платформы, в частности в Припятско-Днепровско-Донецкой зоне. Так, в Припятской части этой зоны к верхней перми была отнесена пересажская (иначе дудичская) свита. Однако к востоку от меридиана г. Киева удалось построить лишь суммарную мощность пересажской и перекрывающей ее корневской свиты, которую большинство исследователей относят сейчас к индскому ярусу нижнего триаса. В результате целостность построений была нарушена и, кроме того, часть выходов фундамента между городами Киевом и Днепрпетровском оказалась на данной карте перекрытой указанным выше разновозрастным комплексом.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.Е. Хаин, Б.А. Соколов.</i> Нефтегазоносность древних платформ в свете современных тектонических представлений	3
<i>С.П. Максимов.</i> Нефтегазоносность Восточно-Европейской платформы в связи с историей ее тектонического развития	13
<i>В.А. Клубов, Н.А. Крылов, О.М. Мкртчян.</i> Размещение залежей нефти и газа на древней платформе в связи со стадийностью ее тектонического развития	21
<i>Р.Г. Гарецкий, Л.Г. Кирюхин, Н.Д. Матвеевская, О.М. Мкртчян, А.Е. Шлезингер.</i> Глубоководные бассейны Восточно-Европейской платформы	28
<i>А.Н. Шарданов.</i> Принципы расчленения осадочного чехла и тектонического районирования нефтегазоносных бассейнов	42
<i>Р.Г. Гарецкий, Р.Е. Айзберг, А.П. Брангулис, И.Б. Вишняков, В.В. Глушко, П.И. Сувейдзис.</i> Тектоника и нефтегазоносность запада Восточно-Европейской платформы	54
<i>Н.Я. Кунин, Л.И. Иогансон.</i> Основные закономерности строения земной коры и формирование зон нефтегазоаккумуляции на древних платформах	61
<i>Г.И. Амурский, Я.А. Берето.</i> Геологические условия газоносности востока Восточно-Европейской платформы	68
<i>В.П. Ступаков, С.Н. Гушкович.</i> Эволюция палеозойских зон прогиба и особенности их газоносности	74
<i>В.Ф. Горбачев.</i> Основные зоны газо- и нефтенакпления Сибирской платформы	80
<i>Э.В. Чайковская, В.Л. Соколов.</i> Особенности распространения основных ресурсов газа в нефтегазоносных бассейнах древних платформ	88
<i>Л.Н. Розанов.</i> Новейшая тектоника и нефтегазоносность древних платформ	93
<i>А.Н. Шарданов, А.А. Аксенов.</i> Возможности космических методов при изучении глубинного строения нефтегазоносных бассейнов	97
<i>А.Ю. Юнов, А.А. Гагельганц.</i> Сравнительная тектоника и нефтегазоносность континентальных окраин Западной Африки и Индостана	103
<i>А.А. Аксенов, В.В. Бронгулев, И.В. Воробьев.</i> Новые карты мощности осадочного чехла Восточно-Европейской платформы (палеозой)	111