

А. Е. Лукин¹, О. Г. Цеха², Т. С. Гейко², В. В. Омельченко²

ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО БОРТА ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА В КОНТЕКСТЕ ОБЩИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО РИФТОГЕНЕЗА

В статті в світлі новітніх геолого-геофізичних даних розглянуті (з точки зору тектоно-геодинамічних закономірностей континентального рифтогенезу) особливості тектоніки та нафтогазоносності Північного борту Дніпровсько-Донецького авлакогену.

The paper deals with consideration (in light of general regularities of continental riftogenesis) tectonic and petro-liferous main features and peculiarities of Northern flank of Dnieper-Donets aulacogen taking into account the recent geologic-geophysic data.

Введение

С моноклинальными склонами поверхности кристаллического фундамента (КФ) – бор-тами ("плечами") континентально-рифто-генных (авлакогенных) прогибов связаны внутри- и перикратонные зоны интенсивно-го нафтидо накопления ряда нефтегазонос-ных провинций (Мидконтинент, Анадарко, Волго-Уральская, Тимано-Печорская и др.). К ним можно отнести и Северный борт Днепро-вско-Донецкого авлакогена (ДДА). Здесь открыто свыше 30 месторождений с нефтяными, газоконденсатными и газовы-ми залежами в осадочном чехле (преиму-щественно в каменноугольных терриген-ных, а также карбонатных отложениях) и разуплотненных породах архейско-нижне-протерозойского фундамента (Юльевское и другие месторождения восточного сегмен-та зоны сочленения Днепро-вского грабена и Воронежской антеклизы). Разведанные запасы углеводородов (УВ) в пределах тер-ритории между собственно Воронежским кристаллическим массивом (ВКМ) и Север-ным краевым разломом ДДА по состоянию на 01.01.2012 г. составляют 65, а прогнозные ресурсы – 273 млн т условного топлива (по данным специалистов ЧО УкрГГРИ). Последняя оценка должна рассматриваться как минимальная, поскольку здесь в зонах стратиграфического, литологического и гидродинамического экранирования, а так-же в разуплотненных породах КФ могут быть открыты значительные по запасам месторождения. Для Украины, с ее общеиз-вестными топливно-энергетическими и эко-

номическими проблемами, северный борт ДДА с многочисленными залежами УВ на малых и средних (менее 4 км) глубинах представляет особый интерес. Здесь воз-можно также присутствие крупных скопле-ний тяжелых нефтей и битумов.

Однако степень весьма неравномерного (по площади и глубине) геолого-геофизи-ческого изучения указанной зоны недоста-точна для успешного освоения ее углеводо-родного потенциала. Поэтому изучение геологии и нефтегазоносности Северного бор-та ДДА является актуальной задачей. Следует также подчеркнуть большое теоре-тическое и методологическое значение этих исследований, поскольку есть все основа-ния рассматривать данную структуру как тектонотип нефтегазоносных бортовых зон континентально-рифтогенных нефтегазо-носных бассейнов (НГБ).

Общеизвестна базисная роль рифтоге-неза в формировании НГБ. Именно он фор-мирует ту тектоническую "канву", которая определяет интенсивность последующего прогибания, объемы и формационный сос-тав осадконакопления, геотермическую и флюидодинамическую эволюцию бассей-на, инициирует нафтидогенез и нефтегазо-накопление. Рифтогенные разломы, как продольные (в частности, краевые), так и секущие (поперечные и диагональные), неоднократно реанимируются и активизи-руются на последующих историко-геоло-гических этапах, включая нео- и актуотек-тонические. И здесь необходимо прежде всего коснуться существенных различий между континентальным и океаническим рифтогенезом, которые далеко не всегда учитываются при изучении рифтогенных НГБ.

Специфика континентального рифтогенеза

В структурной геологии, тектонике и геодинамике существуют различные трактовки терминов "рифт", "рифтинг", "рифтогенез" [3, 6, 9, 14, 22, 28].

В узком смысле "рифт – это грабен, ограниченный двумя нормальными (согласными) сбросами, возникшими в результате растяжения" [24, с. 157]. Уже в этой традиционной формулировке заложена фактически унифицированная трактовка рифта, единая для океанов и континентов. Это относится и к более широкой трактовке, в соответствии с которой "под рифтом или рифтовой зоной в тектонике и геодинамике понимаются элементы структуры Земли такого же ранга, как орогенические области или материковые платформы" [24, с. 157].

Согласно современным представлениям [6, 9, 14, 24, 29], рифтообразование – глобальный процесс, связанный с растяжением и раздвижением по оси растяжения. В то же время не вызывают сомнения существенные морфогенетические и прежде всего литогеодинамические [15] различия океанических и континентальных рифтов (со специфическими промежуточными формами на активных и в какой-то мере пассивных континентальных окраинах), свидетельствующие о существенно различных механизмах океанического и континентального рифтогенеза.

Таким образом, принимая широкую трактовку рифтов (рифтовых зон) как самостоятельных (наряду с платформами и геосинклиналями – орогенами) структур глобального ранга, следует говорить о двух существенно различных глобальных формах проявления рифтогенеза: спрединга в океанической коре и рифтогенеза – в континентальной. При этом, как отмечал В. Е. Хаин [29], следует четко различать единство процессов рифтинга, который в океанах сменяется спредингом, а на континентах – гораздо более сложной последовательностью тектонических этапов и геодинамических режимов [8, 9, 14]. Это подтверждается их структурно-тектоническими и формационными особенностями, а также теми литологическими и геохимическими показателями, которые непосредственно характеризуют геоди-

намический режим рифтогенов [15]. Их рассмотрение не является задачей данной работы. Упомянем лишь новейшие изотопно-геохимические данные как совершенно независимые критерии определения принципиальных различий между континентальным и океаническим рифтогенезом. Так, было установлено четкое разделение нефтей и углеводородных конденсатов в координатах " $\delta^{13}\text{C}$ – δD " континентально-рифтогенных, спрединговых и аккреционно-субдукционных бассейнов [16]. Весьма важным геохимическим индикатором их геодинамической специфики является изотопный состав гелия [5, 25]. Установленная Б. Г. Поляком [25] изотопно-гелиевая специфика спрединга и континентального рифтогенеза убедительно свидетельствует о существенно различных геодинамических режимах и механизмах рифтогенеза в океанах и на континентах и, более того, весьма важна для решения дискуссионного вопроса об активной или пассивной моделях рифтообразования. Изотопный состав гелия (показатель $R = {}^3\text{He}/{}^4\text{He}$) является "непосредственным и крайне чувствительным индикатором тепломассопотока из мантии" [25, с. 22], что подтверждается, с одной стороны, прямой корреляцией показателей R и q (плотность теплового потока) и обратной зависимостью R от возраста тектоно-термальной (тектоно-магматической) активизации. Закономерности латерального распределения значений указанных параметров в океанических и континентальных рифтах существенно различны.

По простиранию срединных океанических хребтов оно имеет непрерывно-полосовидный характер, что свидетельствует о связи рифтинга и осевого спрединга с активным подъемом мантийных расплавов и флюидов вдоль оси срединного хребта, который происходит примерно с одинаковой интенсивностью (субпараллельность полосовых магнитных аномалий) [9, 23, 24].

Совершенно иной характер латерального распределения различных мантийно-активизационных показателей для континентальных рифтов. В частности, это давно было установлено по весьма широкому диапазону формационных, литолого-эпигенетических, гидрогеологических, палеогеотермальных показателей для ДДА. Здесь

наблюдается четкая дифференциация авлакогена (континентального рифтогена) на самостоятельные НГБ [15, 20].

Указанная латеральная неравномерность различных проявлений тектоно-термальной активности ярко проявляется в молодых континентальных рифтогенах. Так, в Байкальской рифтовой зоне и Африкано-Аравийском рифтовом поясе проявления тектоно-термальной активизации (магматизм, подъем мантийных флюидов, тепловой поток) имеют разновозрастно-очаговый характер [8, 14]. Это обусловлено существенно иным механизмом рифтогенеза – мантийным диапиризмом в условиях испытывающей преимущественно тотальное сжатие континентальной коры. По мнению Ю. М. Пушаровского [9], а также некоторых других исследователей, этот диапиризм имеет пассивный декомпрессионный характер. Другие специалисты (Е. Е. Милановский, А. Ф. Грачев и др.) полагают, что и континентальный рифтогенез обусловлен плюмтектоническим воздействием недеплетированной мантии. Последнее подтверждается и данными по распределению дисперсных самородно-металлических частиц – трассеров суперглубинных флюидов.

Однако упоминавшийся геодинамический режим континентального рифтогенеза в условиях преимущественного сжатия континентальной коры [11, 12] обуславливает одновременный проградирующий характер континентального рифтогенеза, в отличие от синхронного раскалывания океанической коры и осевого спрединга. Это обуславливает резко выраженные структурно-тектонические и формационные различия континентальных и океанических рифтовых зон. При этом следует подчеркнуть их тесную взаимосвязь. В соответствии с установленной свыше 30 лет назад К. Берком и Дж. Уилсоном глобальной закономерностью первоначально формирующиеся рифты образуют трехлучевые системы. С одним из лучей, слепо затухающим в теле континента и со временем отмирающим, связано формирование авлакогена, в то время как два остальных характеризуются синхронным расколом и спредингом [8, 9, 15].

В отличие от океанических, континентальные рифтогены представляют собой сложный пространственно-временной коллаж разнообразных грабенов (обычных

простых и ступенчатых линейных, клинораздвигов и ромбочазмов, грабен-синклиналей и грабен-котловин) и центрально-кольцевых тектоно-магматических структур. Формирование последних, наряду с разнообразными сдвиговыми структурами (pull-apart structures), является основным фактором проградирующего рифтогенеза на континентальном блоке. Здесь следует отдать должное прозорливости Н. С. Шатского, который в 1960 г. для континентальных рифтов ("линейно ориентированных грабенообразных впадин, простирающихся на сотни километров и фиксирующих своим расположением направления крупных разломов, пересекающих фундамент древних платформ") предложил термин "авлакоген" ("бороздой рожденный") [30, с. 122].

В отличие от океанических рифтов, при формировании которых рифтинг неразрывно связан со спредингом, континентальные рифтогены формируются при асинхронном раскалывании фундамента, которое инициируется при возникновении декомпрессионных тектоно-магматических структур в узлах пересечения с глубинными разломами других направлений. В отличие от океанического рифтогенеза, такой механизм в сочетании с резко выраженной гетерогенностью архейско-нижнепротерозойского фундамента порождает большое структурно-тектоническое разнообразие внутриплатформенных грабенообразных впадин, что нашло отражение в существующей громоздкой терминологии. Так, В. А. Разницын (1974) предложил выделять: а) рифты-авлакогены, возникающие при растяжении земной коры в виде щели; б) грабен-авлакогены, образующиеся при раздвигании земной коры с опусканием выколовшегося участка платформы по двум субпараллельным разломам; в) инверсионные авлакогены с возникающими над ними валами в осадочном чехле; г) экзагональные авлакогены, развивающиеся у основания внешних углов платформы и субпараллельные геосинклиналям. Ранее А. А. Богданов (1961) выделял сквозные (прорезающие древнюю платформу от одного края до другого), поперечные (входящие в платформу с одного из краев и затухающие в ее пределах) и внутриплатформенные (не имеющие выходов к границам кратона) авлакогены [15].

В. К. Гавриш предложил различать рифтогены, хамелогены и схизмогены [3]. Есть и другие попытки классифицировать континентальные рифтогены (работы Г. И. Штеха, Б. А. Клубова, В. С. Бочкарева, Е. Д. Сулиди-Кондратьева, Е. Е. Милановского и др.). Все это отражает морфологические особенности континентальных рифтогенов, что, безусловно, полезно при изучении сформированных на их основе осадочных бассейнов и прогнозе их нефтегазоносности. Тем не менее с генетической точки зрения термин "авлакоген" является самодостаточным синонимом континентального рифтогена. Что касается классификации соответствующих бассейнов, то их основой является разделение авлакогенов на простые (типичный пример – Пачелмский) и сложные (Донецкий и др.) [30]. ДДА, в составе Припятского прогиба, Днепровско-Донецкой впадины (ДДВ) и Донбасса, воплощает все основные особенности континентального рифтогенеза.

Как уже отмечалось [15], в геоструктурном, формационном и литогеодинамическом отношении термин "авлакоген" (рифтоген) следует понимать шире, чем "система грабенов". "Бороздоу" (проградирующим разломом) рождены не только собственно рифтовые зоны, но и вышележащие более обширные (нередко с очертаниями, близкими к изометричным), в той или иной мере осложненные сжатием погребенного рифта и инверсионным тектогенезом надрифтовые впадины. Последние, в зависимости от масштабов и темпов прогибания, скорости осадконакопления и степени активизации рифтогенных разломов, могут быть отнесены к эписинеклизным и синеклизно-миogeосинклинальным (например, карбоновый палеопрогиб ДДВ – Донбасса с суммарной толщиной каменноугольных формаций до 17 км) прогибам.

Указанная гетерогенность геологического строения континентальных рифтовых поясов, столь ярко выраженная как в пределах Сарматско-Туранского линеамента [1], так и ДДА, как его основного сегмента, отражает тектоно-геодинамическую специфику континентального рифтогенеза, его асинхронный характер, разнообразие механизмов разрывообразования и тектонофизической роли неоднородностей субстрата – разновозрастного кристаллического фундамента.

Тектоно-геодинамические предвестники и предпосылки континентального рифтогенеза

В отличие от океанического, континентальному рифтогенезу предшествует длительный этап разнообразных тектоно-магматических процессов. Его продолжительность варьирует в широких пределах. Так, в кайнозойском Монголо-Байкальском рифтовом поясе проявления специфического предрифтового режима (ареальный щелочно-базальтовый вулканизм, повышенный по сравнению с обычным платформенным режимом тепловой поток, разнообразные проявления блоковой тектоники с формированием ступенчатых горстов и сдвиговых деформаций) зафиксированы в позднем мелу – палеогене [6, 9, 14]. Формированию рифта Красного моря предшествует весьма длительный (начиная с позднего рифея – раннего палеозоя) этап, включающий несколько эпох чередования щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного и траппового толеит-базальтового магматизма с разнообразными проявлениями дизъюнктивно-блоковой тектоники [6, 26]. В этом отношении ДДА принципиально не отличается от молодых континентально-рифтовых поясов, и позднедевонскому рифтогенезу здесь предшествует длительный, по крайней мере, ранне-среднепалеозойский этап предрифтового магматизма и блоковой тектоники.

Совокупность указанных разновозрастных предрифтовых явлений существенно ослабляет ("разрыхляет" [14, с. 10]) земную кору, особенно в ее нижней части. С одной стороны, это способствует адиабатической декомпрессии и началу формирования мантийного астенолита, который становится активным фактором рифтогенеза. С другой, в литосфере создается протяженная ослабленная зона. Позднекайнозойской моделью такой проторифтовой (или "эмбрионально-рифтовой", по удачному выражению Ю. Г. Леонова) зоны является "Момский континентальный рифт на Северо-Востоке России" [14, с. 10], возникший в эоцене и умерший в конце плейстоцена, так и не превратившийся в настоящий рифт. Это система кулисообразно расположенных, вытянутых (длиной 100–150 км при ширине

20–40 км) прогибов-грабен и грабен-синклиналей, которые, судя по особенностям их тектонической позиции, строения (ромбовидная конфигурация, асимметричность и др.) и связи с крупным разломом сдвигового характера, являющихся структурами "pull-apart" [14, 23]. Характерна разновозрастность заполняющих их терригенных отложений. На северо-западе это эоценовые, олигоценные, миоценовые угленосные свиты, а на юго-востоке – плиоцен-четвертичные флювиогляциальные отложения. Контролируется эта система крупным разломом Улахан, характер смещений вдоль которого свидетельствует о его сдвиговой природе. Момская проторифтовая зона характеризуется высокой сейсмичностью и позднекайнозойским кислым вулканизмом (Балаган-Тас, Урага-Хая и другие вулканы с четко выраженными кратерами, рыхлым пирокластическим материалом и пористыми лавами). Отличительной (по сравнению с такими молодыми континентальными рифтами, как Байкальский, Рейнский и др.) особенностью Момского проторифта является его явная связь с системой срединно-океанических хребтов Ледовитого океана. Посредством рифтовой системы моря Лаптевых Момский проторифт связан со спрединговой зоной срединно-океанического хребта Гаккеля [23]. Указанные особенности Момского проторифта (наличие системы кулисовидно расположенных разновозрастных прогибов-грабен, контролируемых крупным проградационным разломом со сдвиговыми смещениями) характерны и для других молодых континентальных рифтов, таких как Байкальский, Верхнерейнский (и другие грабены предальпийской области Западной Европы), Левантская рифтовая система, S-образный Кенийский рифт, Рио-Гранде и др. [8, 14]. Типичными "pull-apart" структурами являются залив Акаба, грабен Мертвого моря и ряд других рифтов. Совокупность позднекайнозойских рифтов различных континентов демонстрирует широкий диапазон степени их развития от Момского проторифта до Восточно-Африканской рифтовой системы. Показателен в этом отношении Байкальский рифт, занимающий в указанном ряду промежуточное положение. По сравнению с Момским, это более зрелый рифтоген. Од-

нако рифтовая зона здесь также представляет собой цепочку грабен, морфология и очертания которых позволяют отнести их к впадинам типа "pull-apart", что подтверждается и характером сейсмичности рифтогенных разломов (работы В. П. Солоненко, С. И. Голенецкого, М. Г. Демьяновича, В. М. Кочеткова, Л. А. Мишариной и др.). Сдвиговые смещения по системе секущих (в частности, диагональных) относительно магистрального рифтового тренда разрывных нарушений наблюдаются и на флангах Байкальского рифта (рис. 1). Последние соответствуют преобразованным в процессе пострифтового прогибания в моноклинально залегающие борта (плечи) авлакогенов – древних аналогов континентальных рифтогенов. Здесь уместно отметить, что в свете современных данных идентичность молодых и древних рифтов не вызывает сомнений, что относится как к механизмам рифтогенеза, так и к длительности его фаз [14, 15, 22]. Различия касаются в основном пост(над)рифтовых структур и формаций, которые в полной мере развиты у авлакогенов и находятся в зачаточном состоянии или вообще отсутствуют у кайнозойских рифтов. По-видимому, принципиальная идентичность относится также к закономерностям инициирования и заложения континентальных рифтовых поясов (ослабленная зона – проторифтовая зона – рифт), что в полной мере справедливо и для ДДА.

Об особенностях заложения и эволюции континентальных рифтов (на примере ДДА)

Являясь типичным примером сложных авлакогенов (в понимании Н. С. Шатского), как уже отмечалось, ДДА включает в себя в качестве самостоятельных структурных элементов Донецкое складчато-орогенное сооружение (ДСОС), ДДВ (Днепровский грабен), Припятский прогиб (Припятский грабен) [15]. В то же время его можно рассматривать и как сегмент в составе планетарной ("надпорядковой") геоструктуры, впервые намеченной А. П. Карпинским и выделяемой в настоящее время под названием упоминавшегося Сарматско-Туранского (есть и другие варианты его наименования) линеамента, простирающейся от каледонид

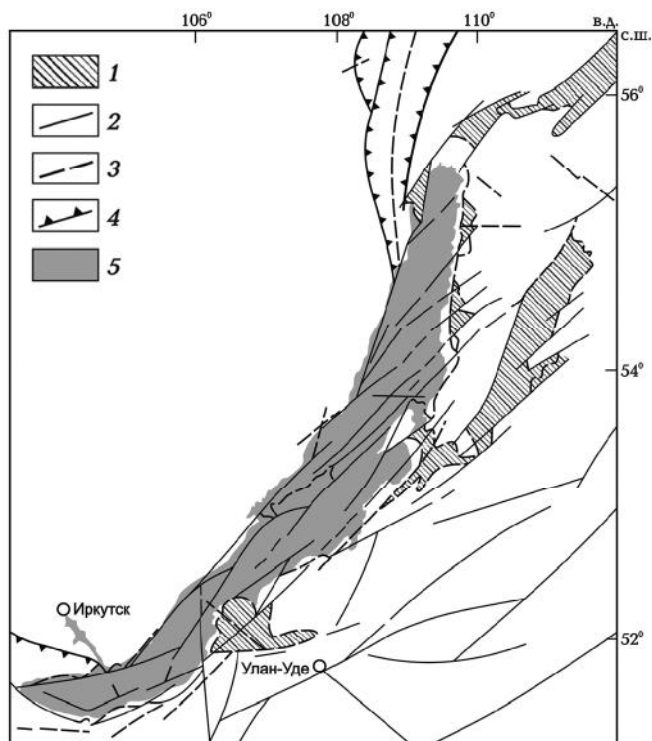


Рис. 1. Системы разрывов Байкальского рифта со сдвиговыми структурами типа pull-apart (Леви и др., 1997, [14], с изменениями)

1 – впадины; 2 – разломы, активные в кайнозое; 3 – сбросы; 4 – взбросы; 5 – оз. Байкал

Западной Европы через Мангышлак до Южного Тянь-Шаня (Р. Е. Айзберг, Р. Г. Гарецкий, Д. П. Резвой, Б. С. Панов и др.).

Согласно общепринятой точке зрения, основная фаза рифтогенеза в ДДА приурочена к позднему девону (синрифтовые франско-фаменские соленосные, вулканогенные, доманикитовые, рифогенно-карбонатные, молассоидные формации). Вместе с тем отмечались некоторые синрифтовые литогеодинамические проявления рифтогенеза в начале раннего карбона (турне – ранний визе), а также его активизация в ранней перми и мезозое, т. е. уже на стадиях пострифтогенного развития (миогеосинклинально-синеклизное прогибание, инверсионный тектогенез, эписинеклизное прогибание, нео-, актуотектогенез) [15]. Что же касается весьма длительного (поздний протерозой – ранний палеозой) историко-геологического этапа, то о характере его тектоно-геодинамических процессов и событий можно лишь высказывать те или иные умозаключения. Впрочем, есть ряд тектоно-

формационных и литогеодинамических показателей, которые позволяют, опираясь на представления об идентичности древнего и молодого континентального рифтогенеза, делать в той или иной мере обоснованные предположения. Прежде всего это касается проблемы додевонского рифтогенеза в пределах ДДА. Как уже отмечалось [19], отсутствие в ДДА, в отличие от других авлакогенов Восточно-Европейской платформы (ВЕП), верхнепротерозойских палеорифтов представляет своего рода геодинамическую загадку. Трудно представить, как Сарматский щит мог сохранить свою целостность во время охватившего платформу позднепротерозойского рифтогенеза, тем более, что об интенсивных резонансно-тектонических (в понимании Ю. М. Пущаровского) процессах в его пределах свидетельствуют проявления позднепротерозойского рифтогенеза на ВКМ (Клинцовский грабен, проявления допалеозойского траппового магматизма) и Украинском щите (УЩ) (Овручская грабен-синклиналь с Белокоровичским грабеном). В зоне сочленения ДДВ и УЩ на Зачепиловской площади (в скв. 13 под верхневизейскими отложениями на глубине 1852 м, а в скв. 412 – под пестроцветной туфомергельной пачкой алатырского горизонта франского яруса на глубине 4253 м) вскрыта (на 140 м в скв. 13 и 670 м в скв. 312) флишиодная сероцветная толща монотонного переслаивания полимиктовых и полевошпат-кварцевых метапесчаников и хлорит-серицитовых сланцев (рис. 2). Близкие по степени региональных изменений (поздний метагенез) отложения вскрыты в зоне сочленения ДСОС и Ростовского свода (рис. 2). Здесь между Ростовом и Таганрогом свыше 20 структурно-картировочных скважин глубиной 600–1000 м вскрыли под горизонтально залегающими мезокайнозойскими отложениями дислоцированную и эродированную древнюю вулканогенно-осадочную толщу, выделенную в качестве синявской серии [19]. Она залегает на эродированной поверхности интенсивно дизъюнктивно-пликативно дислоцированных (углы падения до

80–90°) архейско-нижнепротерозойских гнейсов, смята в пологие (углы падения до 50°) складки и погружается в северном направлении (Новочеркасская монокли-наль) под донецкий карбон [19]. Благодаря дислоцированности неглубокие (менее 1 км) скважины осветили довольно значительную часть сводного разреза синявской серии (рис. 2). Она представлена флишоидным ритмичным чередованием серых метапесчаников, филлитов, пелитоморфных доломитов с прослоями туфов и лав основного и среднего состава. В верхней части разреза отмечены включения туфолав кислого состава (липариты и риолиты). Возраст синявской серии продолжает оставаться дискуссионным. Как и для овручской серии, одноименной грабен-синклинали УЩ, наряду с наиболее обоснованными (наличие рифейских и вендских акритарх, изотопные датировки конседиментационных вулканитов) представлениями о принадлежности к позднему протерозою, высказывались и крайние точки зрения о раннепротерозойском или карбоновом возрасте. Им противостоят данные о литологическом составе (большое сходство с рифейскими отложениями авлакогенов востока и юго-востока ВЕП и с ашинской свитой Западного Урала) и характере региональных изменений. Судя по ряду минеральных индикаторов (Mg, Fe-хлориты и мусковит в цементе метапесчаников, "бородатые" зерна кварца, графитизация органического вещества, наличие филлитов и серицит-хлоритовых сланцев) она соответствует позднему метатексту, что характерно для метаосадочных пород рифея указанных авлакогенов.

Важным подтверждением проявлений додевонского рифтогенеза в пределах ДДА являются признаки позднепротерозойско-раннепалеозойского магматизма. Напомним прежде всего давно известные находки (Л. Г. Бернадская, И. С. Усенко и др.) в виде

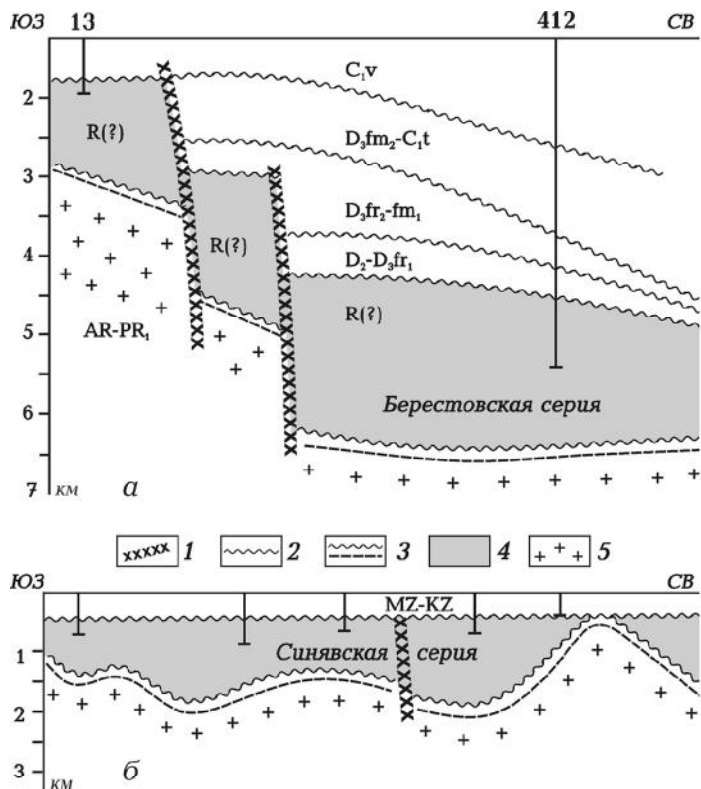


Рис. 2. Верхнепротерозойские (!) отложения, вскрытые бурением в пределах ДДА ([19], с изменениями): а) Зачепиловская площадь, разрез по профилю А; б) Синявская площадь, разрез по профилю Б (см. рис. 4)

1 – сбросы; 2 – поверхности несогласия; 3 – граница позднепротерозойских отложений и КФ по сейсмическим данным (МОГТ); 4 – позднепротерозойские отложения; 5 – породы КФ (архей – нижний протерозой)

включений в соляных штоках ДДВ диабазов, габбро-диабазов и других эффузивных и гипабиссальных пород со значениями изотопного возраста, соответствующими позднему протерозою и кембрию. Их аллохтонный характер и признаки интенсивных изменений позволяют предположить, что полученные значения возраста существенно омоложены вследствие потери радиогенного аргона. Эти породы отличаются от девонских диабазов, занимая обособленные от последних поля на различных диаграммах, но близки к породам гипабиссально-интрузивной фации позднепротерозойского траппового магматизма авлакогенов ВЕП.

Были получены и прямые доказательства проявления позднепротерозойского магматизма в ДДА. Пробуренная на севере Сребненской депрессии ДДВ Салогубовская параметрическая скв. 388 на глубине

5043 м под верхнефранскими соленосно-вулканогенными отложениями вскрыла магматическое тело, по которому прошла 557 м (до глубины 5600 м), не достигнув его подошвы (рис. 3). Данные петрографических исследований свидетельствуют о том, что это тело сложено гипабиссально-интрузивными диабазами, которые по петрохимическим и геохимическим особенностям рез-

ко отличаются от девонских базальтов и диабазов (также присутствующих в разрезе данной скважины). Отмечено их соответствие верхнерифейско-вендской базальт-долеритовой (трапповой) формации авлакогенов ВЕП, и, в частности, титанистой слабодифференцированной габбро-долеритовой формации, залегающей среди осадочных пород полесской серии верхнего

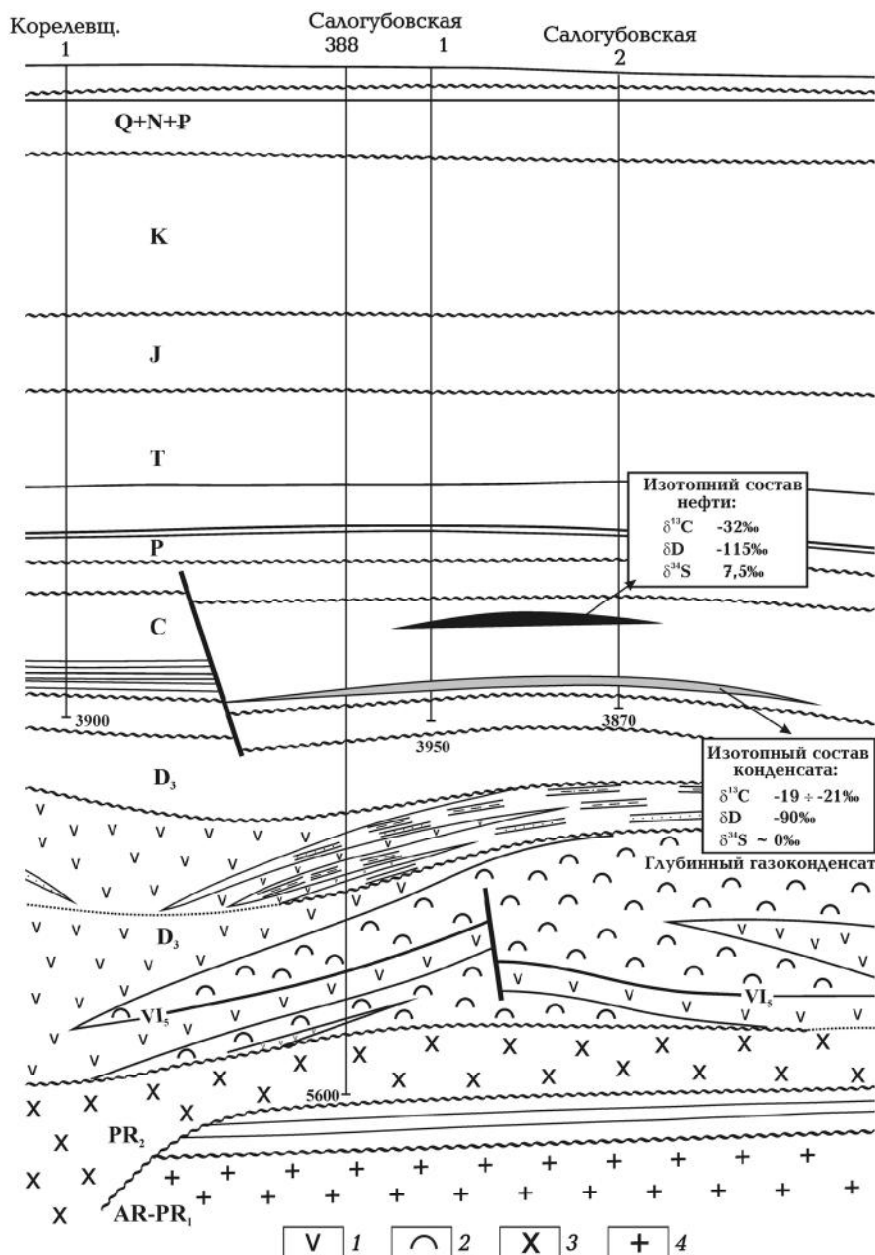


Рис. 3. Салогубовское месторождение: две фазы нефтегазоаккумуляции – два разных источника УВ (ДДВ, Сребненская депрессия)

1 – вулканы; 2 – соль; 3 – диабазы; 4 – фундамент

рифей Вольно-Оршанской впадины (И. В. Гоньшакова и др., 1989). Степень вторичных изменений вскрытых скважиной диабазов намного ниже по сравнению с включениями додевонских диабазов (долеритов) в Роме-нском, Логовиковском, Исачковском соле-носных штоках. Внутри тела степень поста-магматических изменений (хлоритизация, альбитизация и др.) усиливается к прикро-вельной части тела (5043–5048 м). Абсо-лютный возраст пород, измененных поста-магматическими углекислыми флюидами, составляет 600 ± 35 млн лет, что соответ-ствует позднему венду. Возраст малоизме-ненных диабазов в средней и нижней частях вскрытого интервала (780 ± 45 млн лет) отве-чает позднему рифею. Таким образом, ре-зультаты бурения Салогубовской скважины, расположенной на сейсмопрофиле ОГТ в северной части Сребненской впадины с яв-ными признаками промежуточного (между фундаментом и осадочным чехлом) сейсмо-стратиграфического комплекса [7, 19], можно рассматривать и как подтверждение присутствия верхнего протерозоя в корен-ном залегании в пределах палеозойского грабена ДДА, и как одно из прямых доказа-тельств рифейско-вендской тектономагма-тической активизации авлакогена.

Это важное и совершенно независимое от методических проблем интерпретации сейсмических данных подтверждение су-ществования в ДДА верхнепротерозойского "грабена в грабене", выделенного в свое время М. А. Бородулиным, В. Б. Соллогубом и А. В. Чекуновым по данным ГСЗ [27], а в последующие годы якобы опровергнутого по материалам поперечных региональных профилей МОГТ. Указанный рифейский гра-бен был выделен на территории юго-восто-ка ДДВ и Донбасса. По материалам ГСЗ ширина и глубина этой древней палеориф-товой ("ровоподобной геоструктуры") воз-растает в юго-восточном направлении, а за-паднее меридиана г. Полтава она не прослеживается, будучи ограниченной суб-меридиональным дорифейским Криворо-жско-Комаричским глубинным разломом. По данным работы [27], на участке Полта-ва–Харьков она примыкает к Северному краевому разлому, затем смещается к юж-ному борту, а в пределах Донбасса и его восточного продолжения занимает приосе-

вое положение. Позже признаки присут-ствия верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных формаций были выделены и на ряде поперечных профилей МОГТ, в част-ности в пределах Сребненской депрессии [7, 19], что независимо подтверждено при-веденными выше данными бурения Салогу-бовской параметрической скв. 388.

Таким образом, по совокупности раз-личных критериев можно говорить о прису-тствии в пределах ДДА сложной системы различных по размерам и строению доде-вонских рифтогенных структур, разделен-ных сдвиговыми смещениями по попереч-ным глубинным разломам на отдельные сегменты (рис. 4). Следовательно, уже к началу палеозоя здесь существовала про-тяженная формационно-гетерогенная тектонофизически ослабленная зона, бла-гоприятная для последующего континен-тального рифтогенеза. По поводу тектони-ческой эволюции этой зоны на протяжении раннего палеозоя (кембрий – ранний девон) можно лишь выдвигать предположения по аналогии с теми авлакогенами Восточно-Европейской и Северо-Американской плат-форм, для которых этот этап геологической истории достаточно хорошо изучен по дан-ным бурения (авлакогены Мидконтинента, Анадарко, Печоро-Колвинский, Серноводс-ко-Абдулинский, Бирско-Верхнекамский и др.) [15]. По-видимому, здесь существовала зона поднятий (валов, горстов), которая не-однократно пенепленизировалась и текто-нически активизировалась. В среднем де-воне, судя по уже имеющимся, хотя и весьма ограниченным данным бурения, здесь активизировалась разломно-блоко-вая и сдвиговая тектоника. Об этом свиде-тельствует спорадическое распростра-нение в ДДА эйфельских и живетских карбонатных, терригенных и эффузивно-осадочных отложений (до 100 м). Вскрытые глубокими скважинами в ДДВ или извест-ные в обнажениях ("белый девон" южной ок-раины Донбасса), они приурочены к грабе-нам, эшелонированным вдоль краевых разломов ДДА от зоны сочленения ДДВ и Припятской впадины (Городищи, Грибова Рудня и др.) до зоны сочленения ДСОС с Приазовским и, возможно, Воронежским кристаллическими массивами. Фактически это эрозионно-тектонические останцы,

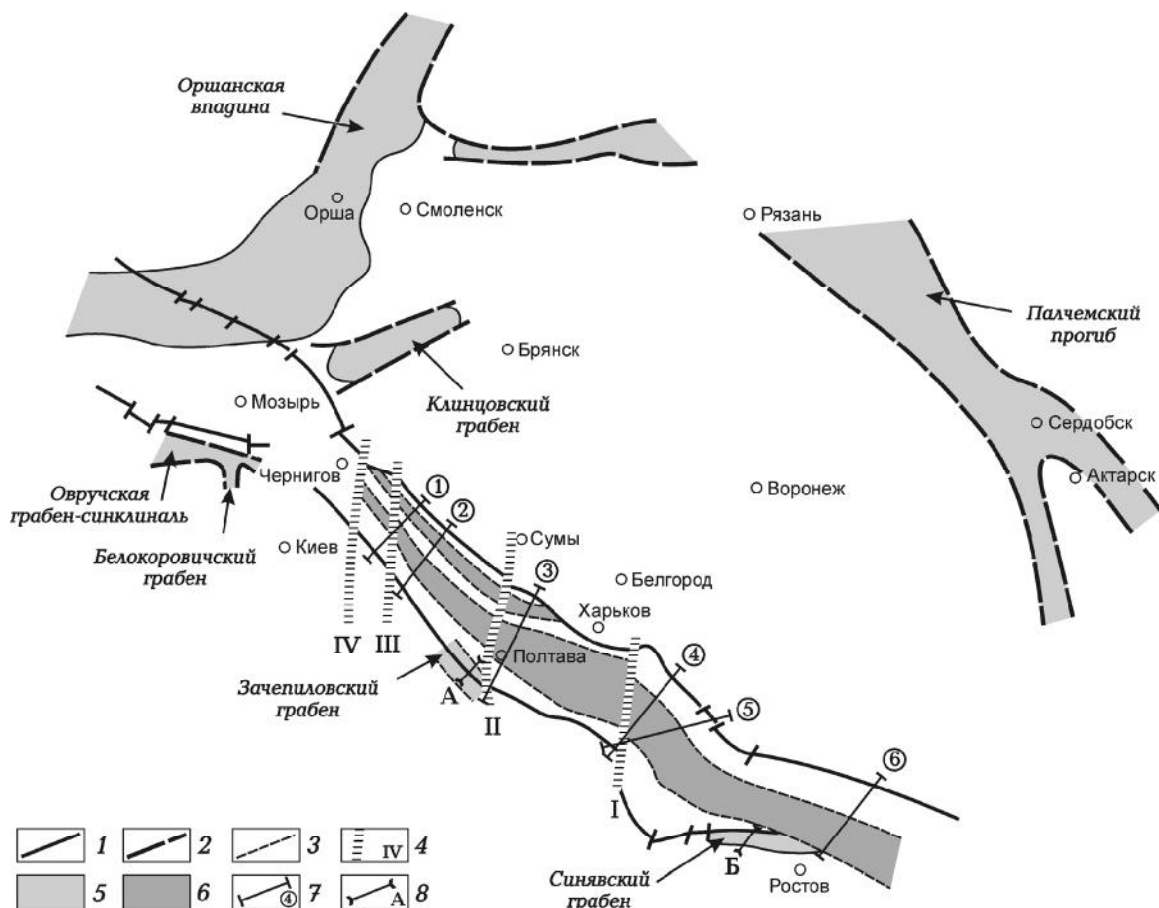


Рис. 4. Днепровско-Донецкая система додевонских грабенов и позднепротерозойские прогибы смежных районов Восточно-Европейской платформы ([19], с изменениями)

1 – краевые нарушения палеозойского Припятско-Днепро-Донецкого прогиба (рифтогенные разломы позднедевонского заложения); 2 – позднепротерозойские рифтогенные разломы; 3 – позднепротерозойские рифтогенные разломы по данным сейсморазведки; 4 – поперечные разломы, связанные с дорифейскими субмеридиональными глубинными структурами (I – Бердянско-Купянский, II – Криворожско-Комаричский, III – Кировоградско-Холмский, IV – Каневско-Щорсовский); 5 – распространение позднепротерозойских отложений; 6 – предполагаемые додевонские отложения; 7 – сеймопрофили МОГТ (цифры в кругах: 1 – Покровка-Бахмач, 2 – Александровка-Олешки, 3 – Михайловка-Прокопенки, 4 – Близнецы-Шевченково, 5 – Павлоград-Титовка, 6 – Батайск-Милютинское); 8 – геологические профили по данным бурения

приуроченные к расформированным в той или иной мере при позднедевонском рифтогенезе и последующих фазах тектонической эволюции ДДА грабенам. Низкая степень структурной и минералогической зрелости обломочного материала (тафрогенные аркозы и т. п.), относительное разнообразие тяжелых терригенных минералов, признаки пестрого распределения химических элементов по литологическим типам пород и другие формационные и литогеохимические признаки указывают на повышенные темпы седиментации и накопление обломочного материала в результате

денудации смежных горстов [4, 21]. Имеющиеся крайне ограниченные данные (вскрытие среднего девона единичными скважинами, выделение допозднедевонских грабеноподобных впадин, материалы изучения среднедевонских формаций ВЕП) позволяют предположить, что в среднем девоне территория ДДА представляла собой проторифтовую (эмбрионально-рифтовую) зону сдвиговой тектоники типа упоминавшегося позднекайнозойского Момского пояса (это еще один аргумент в пользу идентичности современного и древнего рифтогенеза и плодотворности применения

не униформистского, но актуалистического принципа при изучении закономерностей рифтогенеза земной коры). По-видимому, "лоскутное" распространение среднедевонских отложений в пределах ДДА [21] контролировалось структурами "pull-apart", в частности грабенообразными разрывами КФ, впадинами типа ромбо- и сфеночазмов [24, 28]. В частности, явные признаки ромбочазма (в соответствии с его пониманием, которое было дано автором термина Д. Кэри [31]) установлены в крайнем западном сегменте Северного краевого разлома ДДВ у с. Городищи, где закартирован микрограбен в КФ, заполненный эффузивами основного состава. Есть все основания полагать, что таких структур, свойственных сдвиговой тектонике, в пределах ДДА на предрифтовой (по отношению к позднедевонскому рифтогенезу) стадии возникло много. Они должны были локализоваться преимущественно в зонах нарушений и тектонофизических неоднородностей архейско-нижнепротерозойского фундамента. Наряду с внутренней структурой фундамента (гнейсовые блоки и гнейсогранитные купола, зеленокаменные пояса и т. п.), большую роль в их формировании сыграли рифейские структуры "pull-apart" и грабены. Признаки древней (допозднедевонской) сдвиговой тектоники широко распространены на южном склоне ВКМ. Можно предполагать, что именно в рифее были заложены тренды, благоприятные для формирования зон сосредоточения сдвиговых смещений в раннем палеозое – среднем девоне и рифтовых разломов в позднем девоне.

Закономерности формирования краевых разломов континентальных рифтогенов (авлакогенов)

Геодинамическая специфика континентального рифтогенеза наиболее ярко проявляется в закономерностях формирования краевых рифтовых разломов. Идентичность механизмов образования позднекайнозойских рифтов и палеорифтов, как отмечалось, не вызывает сомнений. Весьма показательна в этом отношении система краевых разломов ДДА в зонах сочленения верхнедевонского палеорифта с ВКМ и УЩ (рис. 5), закартированных по комплексу геолого-

геофизических и аэрокосмических исследований [4]. Здесь четко проявляются имманентные континентальному рифтогенезу особенности разломообразования. В отличие от океанических рифтов, Северный и, особенно, Южный краевые разломы четко сегментированы. При этом сегменты имеют не прямолинейный, как у океанических рифтов, а неправильно-криволинейный, местами дугообразный характер. Данные изучения сопутствующих диаклазов, интенсивно, но весьма неравномерно развитых в зонах краевых нарушений, свидетельствуют о том, что геодинамический режим континентального рифтогенеза и механизмы формирования краевых разломов гораздо сложнее по сравнению с океаническим рифтингом – спредингом. В разнообразных кристаллических и осадочных породах приразломных зон, наряду с трещинами отрыва, широко распространены трещины отрыва-скалывания и скалывания. В пределах каждого из сегментов роль трещин скалывания возрастает у его западного (северо-западного) окончания, что свидетельствует о сочетании режима растяжения и сжатия при разломообразовании. Это хорошо согласуется с данными формационного анализа приразломных отложений [15]. Литогеодинамическими индикаторами континентального рифтогенеза являются: вулканиты, эффузивно-осадочные и соленосные отложения, молассоиды (особенно аркозовые грубообломочно-песчаные породы), биокарбонатные краевые и барьерные рифы (в парагенезе с предрифтовыми доманикоидами) и др. Судя по их возрасту, формирование краевых нарушений было разновременным (в интервале от среднего девона до раннего визе включительно) [4, 15].

Литогеодинамика формирования краевых разломов ДДА. Признаки наиболее раннего заложения краевых разломов зафиксированы на юго-востоке ДДА [4, 15]. Наиболее древние отложения фанерозоя, установленные на территории ДДА, относятся к эйфельскому ярусу среднего девона, который, в отличие от вышележащих верхнедевонских и каменноугольных отложений, пользуется сугубо фрагментарным распространением. В частности, на южной окраине Донбасса выделена [21] нижнеэйфельская сероцветная гравийно-песчаная

молассоидная формация, седиментационные особенности которой свидетельствуют о ее пролювиальном характере. Она представляет собой совокупность конусов выноса, которые накапливались в грабене возле уступов докембрийских кристаллических пород – частично в наземных, частично в субаквальных условиях прибрежной части опресненного морского бассейна, который окаймлялся узкой заболоченной зоной с зарослями псилофитов. Источником сноса служили архейские гнейсы, гранитогнейсы, а также графитовые кристаллические сланцы, скарноиды и другие породы смежной части УЩ (Приазовский массив). Активизационно-молассоидный характер позволяет рассматривать их как пока наиболее древние девонские синрифтовые отложения, датирующие начало девонского рифтогенеза в пределах ДДА. Таким образом, щелевой грабен на южной окраине Донбасса, к которому приурочены раннеэйфельские молассоиды, "палеобазальты" антоновской свиты (раннефранская спилит-кератофировая формация), вулканогенно-терригенные отложения "бурого девона" (долгинская свита – градация алатырской пестроцветной вулканогенно-осадочной формации ДДА), является наиболее древним сегментом Южного краевого разлома.

Судя по отсутствию среднедевонских отложений на основной части территории ДДВ, а также по данным сейсморазведки, территория наиболее погруженной приосевой зоны авлакогена в то время представляла собой область обширного палеоподнятия, разделявшего Припятскую впадину, где присутствует пярнусско-наровская сульфатно-карбонатно-терригенная формация (Припятская лагуна эйфельского бассейна центральных районов ВЕП), и тот Донецкий палеобассейн, останцы которого отмечены на его южной окраине [21].

В связи с этим принципиальное значение приобретают данные бурения на Затышнянской площади на крайнем юго-востоке южной прибортовой зоны ДДВ, где достаточно четко зафиксирован проградационный характер развития южного краевого разлома. Затышнянская скв. 1 раскрыла очень сокращенный разрез девонских отложений, довольно давнюю [18] характеристику которого целесообразно привести, по-

тому что в свете указанных данных он приобретает существенно более важное значение. Здесь на глубине 4595 м на выветрелой поверхности докембрийских гнейсов в интервале 4543–4595 м, как отмечалось выше, залегает осадочно-вулканогенная пачка, представленная чередованием туфов, туфопесчаников, туфоаргиллитов с прослоями эффузивов (порфиритов, кератофиров). В темно-серых известково-глинистых прослоях этой пачки (4543–4553 м) отмечен щигровский (начало франа) комплекс остракод. На этом основании осадочно-вулканогенная пачка отнесена к щигровскому горизонту.

На размытой и выветрелой (вторичная пестроцветность, пятнистое ожелезнение) поверхности осадочно-вулканогенной пачки в интервале 4447–4553 м залегает глинисто-карбонатная толща. Ее большая по мощности нижняя часть (4480–4543 м), хорошо охарактеризованная керном, представлена чередованием темноцветных битуминозно-глинистых мергелей, известняковых аргиллитов и глинистых известняков. В верхней части, в интервале 4447–4480 м, выделяется монолитная высокоомная пачка (не охарактеризованная керном), которая по комплексу промыслово-геофизических признаков сложена кавернозными карбонатными породами. По своим каротажным характеристикам она аналогична сложенной доломитизированными биоморфными известняками семилукской "плите" Припятской впадины северо-западной части ДДВ. Для охарактеризованной керном нижней части глинисто-карбонатной толщи характерны массовые скопления при жизни погребенных брахиопод, среди которых преобладают крупные циртоспирифериды. Эта фация брахиоподовых банок характерна для морских нижнефранских отложений Припятской впадины.

Выше, на глубине 4447 м, залегают блекло-пестроцветные туфоаргиллиты и туфопесчаники, которые замещаются (вверх по разрезу) чередованием темноцветных аргиллитов, алевролитов и песчаников и несогласно перекрываются каменноугольными отложениями. Пачка вулканогенно-осадочных пород по литологическим признакам (реликты пепловой структуры, блеклые малиновые, сиреневые, зеленоватые тона) и геохимическим особенностям

(резко повышенные концентрации титана, стронция, бария, хрома) идентична породам алатырского горизонта, выделенного в ряде разрезов северо-западной части ДДВ и в южной прибортовой зоне (Белоцерковская и прочие площади). Выше залегают туффит-черносланцевые отложения воронежского горизонта франского яруса.

Данные бурения скв. 1 на Затышнянской площади подтверждают асинхронно-прерывистый характер формирования Южного краевого разлома и проградационное заложение его сегментов в направлении от Донбасса к Припятской впадине (с этой точки зрения особый интерес представляет открытие семилукских рифогенно-карбонатных фаций в непосредственной близости к Донбассу).

Наряду с асинхронностью заложения различных сегментов краевых разломов и проградирующим характером их развития, характерной особенностью динамики континентального рифтогенеза является ее четко выраженный импульсный характер. Для фазы ($D_3 - C_1t-v_1$) рифтогенеза ДДА он проявился в полной мере, о чем свидетельствуют данные палеотектонических и литогеодинамических исследований [15]. В среднем девоне и раннем фране краевое разломообразование имело зачаточный характер. В алатырское время наблюдается резкое ускорение проградации обоих краевых разломов, распространившихся на основном протяжении ДДВ. Однако при этом амплитуда краевых сбросов была невелика. Данные картирования алатырских пестроцветных эффузивно-осадочных отложений, сочетающих в себе вулканогенный и активизационно-молассоидный характер (наличие туфов и граувакко-аркозовых обломочных продуктов размыва выступов кристаллического фундамента), простирающихся в виде двух прибортовых полосовидных зон от Донбасса до Брагинско-Черниговского выступа, свидетельствуют о сбросо-сдвиговом характере конседиментационных краевых разломов. Судя по данным палеотектонических реконструкций, они представляли собой типичные wrench fault [28] – сбросы по простиранию (lateral faults) с (суб)вертикальной плоскостью сместителя, вдоль которых превалировали сдвиговые смещения, в то время как амплитуда сбросовых

смещений, судя по толщинам алатырских отложений (до 150–200 м), была невелика.

Резкая активизация краевых разломов наблюдается в воронежское и евлано-ливенское время, характеризующееся интенсивным вулканизмом (преимущественно основным и средним: базальты, андезиты и их туфы) и галогенезом. Огромные мощности вулканогенных и соленосных формаций и их аномально высокие градиенты (перепады в прибортовых зонах от 0 до 3 км на расстояниях менее 10 км) свидетельствуют о быстром (соизмеримом с позднекайнозойским) геоимпульсным формировании рифта (грабена). Именно в позднем фране – фамене, на протяжении 10–15 млн лет в основном и сформировались краевые нарушения в виде системы сбросов. Однако и этот, относительно быстрый в геологическом понимании процесс был импульсно-асинхронным. О проградационном (при миграции разрывов в северо-западном направлении) характере формирования каждого сегмента как Южного, так и Северного* краевого нарушения, помимо датировки приразломных литогеодинамических индикаторов (вулканиты, соль, молассоиды и др.), свидетельствуют данные детального структурно-тектонического изучения краевых разломов и оперяющих их разрывов. Плотность последних резко меняется по простиранию, образуя области резко повышенной и пониженной интенсивности раздробленности фундамента. При этом очаги их сгущения тяготеют к северо-западным участкам сегментов, которые характеризуются относительным снижением амплитуды магистрального разлома. Таким образом, подтверждается давно установленная закономерность, согласно которой при уменьшении амплитуды краевых сбросов они "обрастают все возрастающим количеством небольших нарушений (образующих клавиатуру мелких блоков), пока не растворяются в ней" [4, с. 110]. Это относится и к трещи-

* Для Северного краевого нарушения наиболее древние синрифтовые отложения относятся к алатырскому времени и зафиксированы на Новолиманской площади (юго-восточный сегмент северной прибортовой зоны ДДВ). По аналогии с Южным краевым разломом можно предполагать более древнее (среднедевонское – нижнефранское) заложение грабена в зоне сочленения ВКМ и ДСОС.

новатости пород приразломных зон, максимально развитой и генетически наиболее разнообразной именно на таких участках ослабления (вплоть до полного исчезновения) магистрального разлома среди мелких нарушений и блоков.

Соответственно указанной сегментации краевых разломов и асинхронно-проградационному характеру, вулканогенные и соленосные отложения образуют не непрерывные тренчи (trench – желоб, ров, борозда [28]), а системы вытянутых впадин и тектоно-вулканических структур. Такой же характер имеет локализация задонских слоев нижнего фамена, образующих систему эшелонированных вдоль краевых нарушений в южной и северной прибортовых зонах. Каждая из этих впадин выполнена депрессионными доманиковыми фациями и окаймлена рифогенно-карбонатными фациями. В то же время вышележащие флишеидные терригенно-черносланцевые отложения (толщиной до 2–3 км) елецких слоев нижнего фамена образуют непрерывные, хотя и извилистые в плане, узкие трогообразные палеопрогибы [21]. Это свидетельствует о реверсном характере кинематики движений по разлому (смена преимущественно сбросо-сдвиговых движений в алатырское время сбросовыми движениями в воронежское время и в фаменский век), что сопровождалось интенсивным рифтогенезом. Но, несмотря на быстро нараставшее раскалывание земной коры по четко намечившимся в алатырское время краевым разломам, их сегментация и проградационный характер развития сохранились.

Активная фаза рифтогенеза в позднем девоне сменилась его затуханием в турне – раннем визе и переходом в длительный (поздний визе – поздний карбон) этап миогеосинклинально-синеклизного развития ДДА с неоднократными фазами неактивизации погребенных рифтов [15]. Соответственно этому отмирание краевых разломов в начале карбона (фактически речь идет о достаточно длительном – свыше 20 млн лет – особом этапе развития ДДА, соответствующем интервалу, который включает в себя пограничные слои D – C, турне и нижний визе) происходило тоже асинхронно, причем в направлении, обратном их програ-

дации и активизации: с северо-запада на юго-восток. Это сочетается с другой важной закономерностью затухания рифтогенеза, установленной по данным палеотектонических реконструкций, согласно которой "сначала отмирали или менее активно проявлялись нарушения внутри грабена, затем краевые сбросы" [4, с. 111]. В целом, отмеченные закономерности подтверждаются независимыми литогеодинимическими показателями уменьшения роли эндогенных факторов литогенеза в указанном хроностратиграфическом интервале [15].

Посткарбоновое эписинеклизное (ДДВ) и тектоно-орогеническое (ДСОС) развитие ДДА включает в себя несколько этапов, характеризующихся неоднократной активизацией, стабилизацией и затуханием дизъюнктивной тектоники. В частности, в ранней перми система соленосных депрессий, судя по ромбовидным их очертаниям (отмеченным еще в 1967 г. Р. М. Пистрак, И. В. Галицким и Н. Т. Пашовой), связана с активизацией сдвиговой тектоники по разломам внутри грабена (краевые нарушения в это время практически не проявлялись, за исключением отдельных сегментов, вовлеченных в сбросо-сдвиговые смещения). Активизация сдвиговой тектоники (на фоне общего сжатия авлакогена) наблюдается в раннем триасе (коренёвское время), на рубеже юры и мела, в палеоцене и миоцене – квартере [15]. В частности, установлены признаки правого сдвига в кайнозое по "бортовым разрывам Донбасса (Северодонецкому и Персиановскому)" [4]. При этом следует подчеркнуть, что и сдвиговая активизация краевых разломов на всех этапах развития ДДА, "реанимируя" те или иные их сегменты, происходила асинхронно, раньше и активнее проявляясь на юго-востоке авлакогена.

Таким образом, на примере ДДА – тектонотипа континентальных палеорифтов (авлакогенов) – достаточно ярко проявляется специфика континентального рифтогенеза и кардинальное различие кинематики и динамики формирования краевых разломов при океаническом и континентальном рифтогенезе. В отличие от синхронно и симбатно формирующихся (по механизму: раскол – раздвиг) сбросов океанических рифтов и их сегментирования поперечными сдвиговыми

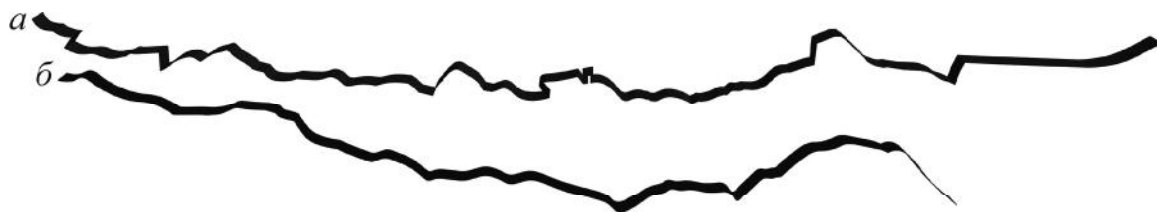


Рис. 5. Сравнение фиксированных трасс Северного (а) и Южного (б) краевых разломов ДДА

смещениями по трансформным разломам, краевые разломы континентальных рифтов (грабенов) формируются асинхронно, и их развитие имело четко выраженный проградационный характер. Сопоставление их конфигураций (рис. 5) свидетельствует о асинхронно-проградационном обрушении по сбросам. Этот процесс имел импульсный характер, что отражено в четком сегментировании краевых разломов. При этом на одном конце каждого сегмента начиналось, а на другом – затухало взламывание гетерогенного КФ. Благодаря этому возникали участки сгущения и разрежения разрывов (включая открытую макро- и микротрещиноватость), что имеет большое значение при прогнозе нефтегазоносных очагов разуплотнения пород фундамента. Не менее важна указанная специфика континентального рифтогенеза при прогнозе нефтегазоносности разновозрастных осадочных отложений прибортовых и бортовых (плечевых) зон авлакогенных НГБ. При этом следует учесть, что морфогенетическое многообразие типов ловушек (залелей), свойственное континентальному рифтогенезу (в отличие от океанического), существенно возрастает при взаимодействии краевого разломообразования с формационно- и петрофизически гетерогенным субстратом КФ, на котором формируются континентальные рифты. Для прогноза нефтегазоносности бортов (плечей) авлакогенных бассейнов эта гетерогенность играет особую роль.

Геологическое строение и тектоническое районирование архейско-нижнепротерозойского фундамента

Геологическое строение территории между ВКМ и северным краевым нарушением ДДВ достаточно полно отражает общие черты структуры фундамента (согласно определе-

нию М. Г. Леонова – верхней аккреционной кромки гетерогенного "гранитного слоя" земной коры) древних платформ (кратонов). Фундамент кратонов "отвечает первичной раннедокембрийской континентальной коре, частично испытавшей регенерацию и наращивание в позднем докембрии" [13, с. 251]. Архейский субстрат континентальной коры включает в качестве основных типов структур гранитогнейсовые области, зеленокаменные и гранулитовые пояса. Структурно-тектонический стиль нижнего протерозоя характеризуется мегаблоковым (глыбовым) строением. Эти ограниченные древними глубинными разломами массивы (протократоны, по В. Е. Хаину) представлены метаморфизованными (зеленосланцевая и эпидит-амфиболитовая фации) вулканогенно-траппово-джеспилито-осадочными формационными комплексами окаймляющих их гранитогнейсовых куполов или "даже плутонов гранитоидов, образованных за счет ремобилизации основания" [13, с. 255].

Такая структурно-формационная (и, соответственно, петрофизическая) неоднородность (сочетание гранулитовых поясов с повышенной хрупкостью и предрасположенностью к рифтогенному раскалыванию с более пластичными зеленокаменными поясами и более прочными жесткими гранитными плутонами) при асинхронно-проградационном механизме континентально-рифтогенного разломообразования существенно влияет на конкретные особенности разломной тектоники. Все сказанное ярко проявляется в структурно-тектонических особенностях Северного борта ДДА, который, как отмечалось, можно рассматривать как тектонотип нефтегазоносных плечей авлакогенов (континентальных рифтогенов).

Новейшие данные (в частности, результаты работ по теме "Побудова структурно-

тектонічної моделі території між Воронежським кристалічним масивом і Північним крайовим порушенням ДДА М. 1:100000...", ДГП "Укргеофізика", Київ, 2011) в цілому підтверджують правомірність предшествуючих представлень о геологічному строєнні і тектоніке Северного борта ДДА і дозволяють суттєво їх деталізувати. В той же час при інтерпретації результатів геофізических досліджень необхідно враховувати специфіку континентального рифтогенеза, що суттєво підвищує достовірність структурно-тектонічного моделювання, зонального і локального прогнозу нафтогазоносності фундаменту і осадового чехла.

Як відомо, Северний борт в межах території досліджень включає три мегаблока (с заходу на схід): Севський (аналог Інгульського мегаблока УЩ), Белгородсько-Сумський (аналог Середньопридніпровського мегаблока УЩ) і Курсько-Корочанський (аналог Приазовського блоку УЩ). Ці мегаблоки розмежовані крупними глибинними розломами мантийного закладення, к яким приурочені Кременчузько-Крупецька і Михайлівсько-Белгородська шовні зони (рис. 6). Вказані мегаблоки УЩ і ВКМ в археє – ранньому протерозеї складали єдині структури Сарматського щита, який був розрушений внаслідок наступуючих процесів континентального рифтогенеза (см. вище).

Рифейська (?) і позднедевонська фази рифтогенеза з проградуюючим розколом Сарматського щита супроводжувалися інтенсивними ультраметаморфіческими процесами і складними (включаючи горизонтальні зсувні) зміщеннями блоків ВКМ і УЩ. Поєому древні розривні і складчаті структури Сарматського щита не трасуються напрямку через Дніпровський грабен, о чм свідчать дані граві- і магнітозвездки.

Севський мегаблок, як відзначалося, являється аналогом Інгульського мегаблока УЩ. Судя по даним вивчення останнього, його субстратом являються метаморфіческі породи (гнейси і різноманітні біотитові кристаліческі сланці) інгуло-інгульської серії палеопротерозеї. Вдягодаря процесам ультраметаморфогенного гранітоутворення (утворення гранітої-

дов кировоградського комплексу) і мигматизації гнейси повсюдно гранітизовані з утворенням широків полів полосчатих мигматитів, серед яких розвинуті купольні масиви гранітів. Крім того, в межах Інгульського блоку УЩ встановлено, що породи інгульсько-інгульської серії прориваються переважно невеликими базит-ультрабазитовими інтрузіями (райпольський комплекс). Судя по характеру аномалій фізических полів, а також по даним петрографіческих досліджень (по ядру 13 скважин, відкритих фундаменту), всі вказані особливості характерні і для Севського мегаблоку. Показательно, що скважини, розміщені в межах гравітаційних максимумів, відкривають переважно гнейси (а також біотитові кристаліческі сланці), а в межах минимумів – гранітоїди, що дозволило закартувати по геофізическим даним синклінальні сланцево-гнейсові структури, купольні масиви лейкократових гранітів, поля розвитку гранітів і мигматитів з останцями мигматизованих і гранітизованих гнейсів. Крім того, на території Севського мегаблоку по геофізическим даним прогнозується ряд малорозмірних базит-ультрабазитових (в різній ступені серпентинизованих) інтрузивних тіл. Вказані гнейсові синклінали і гранітні купола утворюють в його вивченій частині Конотопську кільцеву тектоно-магматіческу структуру (60–80 км в поперечнику), яка чітко виділяється в гравітаційному полі, а також відображається і в сучасній гідросеті (дугообразна форма русел рек Сейм і Ромен в її західній частині). Це дозволяє передбачати тут наявність відповідуючих ловушок нафти і газу в осадовому чехлі (структури ущільнення, зони виклиніювання древніх руслових відкладень, піщані аккумулятивні тіла і рифогенно-карбонатні масиви мегаатолла). Южна частина Конотопської кільцевої структури зрізана (зброшена) краєвим порушенням, що дає підставу прогнозувати вказані типи ловушок в відповідуючому сегменті північної прибортової зони.

Белгородсько-Сумський мегаблок, як і його аналог, мезоархейський Середньопридніпровський мегаблок УЩ, представляє со-

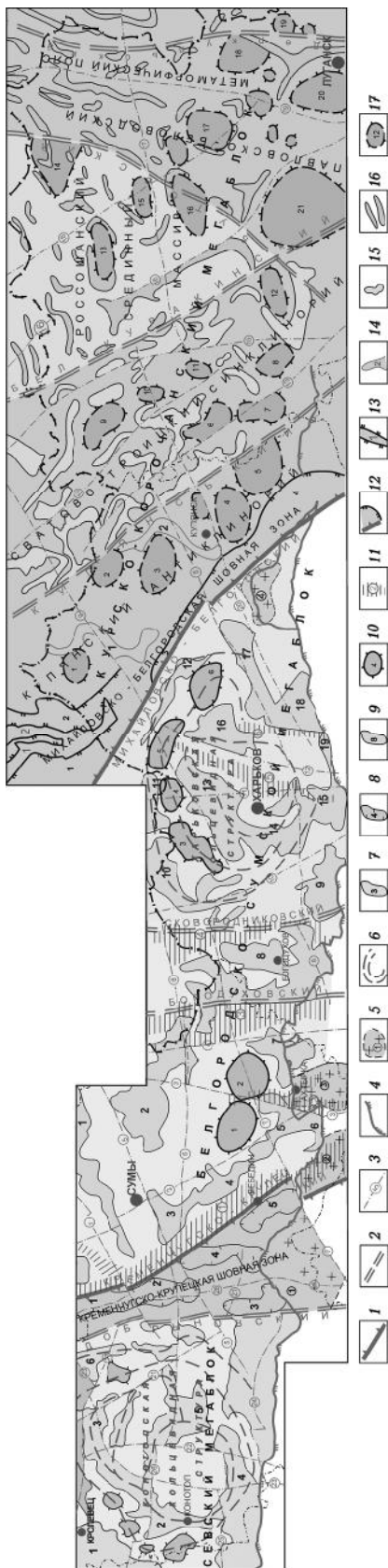


Рис. 6. Упрощенная тектоническая схема архейско-нижнепротерозойского фундамента Северного борта ДДВ

1 – глубокие разломы мантийного заложения, разграничивающие мегаблоку ВКМ; 2 – глубокие разломы, разграничивающие крупные тектонические элементы мегаблоков; 3 – региональные разломы и их условный номер; 4 – трасса Северного краевого разлома ДДВ по данным сейсморазведки; 5 – гранитоидные массивы в приобортовой части Днепровского грабена (1 – Синевский, 2 – Качановский, 3 – Бугреватовский, 4 – Шевченковский); 6 – осевые линии синклинальных и антиклинальных структурных форм, образующие кольцевидные структуры. Главные структурно-тектонические элементы: Севский мегаблок; 7 – синклинальные структуры, сложенные частично гранитизированными гнейсами различного состава (1 – Кролевецкая, 2 – Конотопская, 3 – Путивльская, 4 – Карабутовская, 5 – Слободская, 6 – Вирковская); Кремненчугско-Крутецкая шовная зона; 8 – синклинальные структуры, сложенные сланцами, гнейсами, метатесчаниками с прослоями железистых кварцитов (1 – Белопольская, 2 – Жовтнева, 3 – Добрыновская, 4 – Павленковская, 5 – Лебединская); Белгородско-Сумской мегаблок; 9 – мезозархейские зеленокаменные структуры, сложенные образованиями михайловской серии (1 – Сумская, 2 – Краснопольская, 3 – Шпилевская, 4 – Низовская, 5 – Будновская, 6 – Чернетчинская, 7 – Прокопенковская, 8 – Богодуховская, 9 – Огульцевская, 10 – Козачепопальская, 11 – Муромская, 12 – Гонтаревская, 13 – Северо-Харьковская, 14 – Западно-Харьковская, 15 – Острорховская, 16 – Великобабковская, 17 – Коробочинская, 18 – Старопокровская, 19 – Змеевская); 10 – Гнейсогранитные (гранитные) купола (овалы) (1 – Становский, 2 – Кириковский, 3 – Слатинский, 4 – Висловский, 5 – Салтовский, 6 – Печенжский); 11 – линейные зоны тектонической активизации (1 – Лебединская, 2 – Ахтырская, 3 – Богодуховская, 4 – Сквородничковская, 5 – Северо-Безлюдовская, 6 – Старопокровская); Михайловско-Белгородская шовная зона; 12 – палеопротерозойские грабен-синклинальные структуры, сложенные курской и оскольской сериями (1 – Белгородский синклинорий, 2 – Корочано-Великотроицкая зона, 3 – Бурлуцкая, 4 – Максальская); 13 – антиклинальные структуры, разграничивающие грабен-синклинали, сложенные обоянской серий палеоархея (1 – Прохоровская, 2 – Соловьевско-Покровская); Курско-Корочанский мегаблок; 14 – мезозархейские зеленокаменные структуры в пределах Кулянского антиклинория, сложенные образованиями михайловской серии (1 – Ольховская, 2 – Двуреченская); 15 – синформы в пределах Сватово-Троицкого синклинория, сложенные мигматизированными образованиями курской и михайловской серий; 16 – реликты синклинальных структур в пределах Россошинского среднего массива и Павловско-Беловодского метаморфического пояса, сложенные мигматизированными и гранитизированными образованиями михайловской серии; 17 – гнейсогранитные и гранитные купола (овалы) (1 – Приколотненский, 2 – Гонтаревский, 3 – Кутковский, 4 – Ковшаровский, 5 – Кругляковский, 6 – Сватовский, 7 – Нежуринский, 8 – Краснореченский, 9 – Распассеевский, 10 – Тарасовский, 11 – Петровский, 12 – Епифановский, 13 – Новотокровский, 14 – Георгиевский, 15 – Бондаревский, 16 – Бутовский, 17 – Вовкодаевский, 18 – Широковский, 19 – Ольховский, 20 – Лобачевский, 21 – Гречишский)

бой "гранитно-зеленокаменную" (согласно А. Б. Боброву и др.) область, которая соответствует основной по площади нефтегазоперспективной территории Северного борта. В ее пределах установлено присутствие двух основных структур фундамента: положительные структуры (антиформы) представлены гнейсогранитными куполами и валами, которым соответствуют отрицательные гравитационные и магнитные аномалии различной интенсивности. Они разделяют и окаймляют синклиновые зеленокаменные структуры (синформы), сложенные породами михайловской серии мезоархея. В гравитационном и магнитном полях они проявляются в виде крупных сложнопостроенных максимумов. Необходимо подчеркнуть разнообразие конфигураций зеленокаменных структур в плане (от линейных и округлых до неправильных, весьма причудливых по своим очертаниям), поскольку совместно с окаймляющими их антиформами они контролируют нефтегазоносные зоны и ареалы. Заслуживают внимания новые представления о геотектонической природе и морфологии зеленокаменных синклиновых структур, согласно которым это фрагменты мегакольцевых структур, которые обрамляют гранитоидные мегаблоки (глыбы), расколотых на этапе заложения архейских зеленокаменных поясов. Выделенные А. Б. Бобровым и В. А. Сивороновым их тектонотипы (конкский – линейный, сурский – брахиальный, верховцевский – амебообразный) в значительной мере определяют характер протерозойского рифтогенеза.

Анализ имеющихся геолого-геофизических материалов по территории Белгородско-Сумского мегаблока позволяет разделить его на три блока (знаменательно, что и его аналог – Среднеприднепровский мегаблок УЩ – также разделяется на три части, представленные различными типами зеленокаменных структур). Его центральная часть образована наиболее крупной (примерно 55х24 км) субмеридиональной Богодуховской зеленокаменной структурой, ограниченной с запада и востока соответственно Богодуховским и Сковородниковским глубинными разломами, контролирующими одноименные зоны тектонотермальной активизации.

В западной части Белгородско-Сумского мегаблока доминируют ультраметаморфические породы салтыковского комплекса, представленные биотитовыми плагиогранитами, на отдельных участках претерпевшими интенсивный калиевый метасоматоз (микроклинизация). В них присутствуют останцы палеоархейских (обоянская серия) гранитизированных и мигматизированных биотитовых плагиогнейсов, которые образуют два гнейсогранитных купола – Становский и Кириковский.

Зеленокаменные породы михайловской серии в этой части образуют две полосы грабен-синклинальных структур, которые входят в состав Суджанского зеленокаменного пояса. Первая из них вытянута вдоль Кременчугско-Крупецкой шовной зоны и характеризуется субмеридиональным простиранием.

Вторая расположена в зоне Северного краевого разлома и включает в себя Прокопенковскую и Славгородскую зеленокаменные структуры. Это показательный пример того, как древние докембрийские структуры контролируют позднедевонский континентальный рифтогенез, стягивая на себя тектонические напряжения при формировании проградирующего краевого разлома.

В пределах восточной части Белгородско-Сумского мегаблока (восточнее Сковородниковского разлома) развиты зеленокаменные структуры и гнейсогранитные купола, образующие концентрически-зональную Харьковскую центрально-кольцевую структуру, которая четко выделяется в гравитационном поле. Внешняя кольцевая зона (92х62 км) образована Островежской, Козачелопанской, Муромской, Гонtareвской, Коробочкинской и Старопокровской зеленокаменными структурами, которые в той или иной мере соответствуют различным локальным структурам фундамента. Следующая концентрическая полоса образована Слатинским, Веселовским, Салтовским и Печенежским гнейсогранитными куполами в сочетании с более мелкими интрузивными телами (в отличие от внешнего кольца представляет собой цепочки гравитационных минимумов). Центральное кольцо образовано Западно-Харьковской, Северо-Харьковской, Великобабковской и, возможно, Старопокровской

зеленокаменными структурами (гравитационные максимумы), которые окружают расположенный в центре Харьковской структуры Северо-Безлюдовский гранитоидный массив.

Курско-Корочанский мегаблок представляет собой восточный сегмент Северного борта ДДА от Северо-Голубовской площади на западе до границы с Ростовской областью РФ на востоке (протяженность около 175 км). В его составе преобладают архейско-нижнепротерозойские гнейсы и граниты. Доминирующими структурными формами здесь являются гранитогнейсовые купола. В узких (500–800 м) межкупольных синформах локализованы мезоархейские амфибол-полевошпатовые гнейсы и амфиболиты, образованные в результате метаморфизма первично-осадочно-эффузивных пород курской серии, реликты которых залегают в виде "корневых" узких интенсивно сжатых синклинальных структур, которые выражаются в магнитном поле четкими положительными аномалиями. Наиболее крупные купола гранитизации (Гречишкинский, Лобачевский, Ольховский) приурочены к северным окраинам Донбасса.

Структурно-тектонический стиль строения Курско-Корочанского мегаблока коренным образом отличается от смежного Белгородско-Сумского мегаблока. В его составе выделяются Купянский антиклинорий, Сватово-Троицкий синклинорий, Россошанский срединный массив, Павлово-Беловодский метаморфический пояс и ряд вышеуказанных крупных гнейсогранитных куполов.

Наряду с указанными мегаблоками к основному структурно-формационным элементам Северного борта ДДА относятся межкапловые шовные зоны.

Кременчугско-Крупецкая шовная зона приурочена к одноименному глубинному разлому и разграничивает Белгородско-Сумский и Севский мегаблоки. Она четко проявляется в гравитационном и магнитном полях в виде интенсивных положительных полосовидных аномалий. В пределах района исследований эта зона простирается от Ново-Троицкой площади, расположенной непосредственно у Северного краевого разлома, до г. Белополье на расстоянии 90 км при ширине 14–35 км. Она состоит из

интенсивно сжатых синформ (Белопольская, Октябрьская, Павленковская, Добрино-вская, Лебединская), сложенных разнообразными гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых присутствуют магнетит- и графитсодержащие породы, метапесчаники и т. п. По геофизическим данным в центральной части этой шовной зоны выделяется крупная серпентинизированная ультрабазитовая интрузия.

Михайловско-Белгородская шовная зона приурочена к одноименному глубинному разлому мантийного заложения и разграничивает Белгородско-Сумский и Курско-Корочанский мегаблоки. Это сегмент мезоархейского зеленокаменного пояса, на который в палеопротерозое наложился Михайловско-Белгородский палеорифтовый прогиб протяженностью около 140 км и шириной до 40 км (в средней части), выложенный метаосадочно-эффузивными интенсивно дислоцированными формациями курской и оскольской серий. Так, в пределах входящей в состав данной шовной зоны Бурлуцкой синклинали пробуренная на Анновской площади (дистальная часть северного борта) параметрическая скв. 674 вскрыла крутопадающие (75–85°) слюдистые, гранат-слюдистые и амфиболитовые сланцы с пропластками железисто-слюдистых кварцитов (по-видимому, низы курской серии палеопротерозоя). Близкий по формационному составу разрез палеопротерозоя (слюдистые и амфиболовые сланцы, кварциты) вскрыт и в проксимальной приразломной части Северного борта на Максальской площади (скв. 1 и 9). Благодаря присутствию в их составе магнетитсодержащих кристаллических сланцев, железистых кварцитов, разнообразных базитовых метавулканитов они четко проявляются в потенциальных полях в виде интенсивных полосовидных аномалий, сгруппированных в протяженную узкую зону северо-западного (азимут 60° СЗ) простирания. На пересечении с Северным краевым разломом (западнее г. Купянск) она меняет свое простирание на субмеридиональное, прослеживаясь в физических полях и в пределах Днепровского грабена в виде узкой (3–8 км) зоны протяженностью свыше 70 км. Как уже отмечалось, Михайловско-Белгородская шовная зона в пределах Северного борта включает в себя (с СЗ на ЮВ) юго-вос-

точную часть Белгородского синклиория, Бурлуцкую и Максальскую синклинали. Последняя, представляя собой крайний юго-восточный тектонический элемент данной зоны, по серии субширотных сдвигов смещена на 10 км к западу относительно Бурлуцкой синклинали. Характеризуя строение межмегаблоковых шовных зон, следует учитывать наличие таких смещений (аналогия палеопротерозойских рифтовых зон с океаническими рифтами и их блокировкой вследствие сдвиговых смещений по трансформным разломам) и неравномерную глубину эрозионного среза по отдельным блокам.

Таким образом, фундамент Северного борта ДДА, который можно рассматривать как тектонотип плеча авлакогена (континентального рифтогена), характеризуется весьма сложным строением и резко выраженной тектоно-формационной гетерогенностью. Наряду с указанными особенностями континентального рифтогенеза (асинхронный проградационный характер формирования краевых разломов, преобладающий режим сжатия фундамента континентального блока), это также является важнейшим тектонофизическим фактором, определяющим общие особенности тектогенеза и нефтегазонакопления на плечах авлакогенов. Именно взаимодействие указанных факторов определяет многообразие морфогенетических типов ловушек, сформированных в их пределах. Это прежде всего отражается в многообразии факторов тектонического (согласные и несогласные сбросы, взбросы, надвиги, сдвиги и комбинированные дизъюнктивные нарушения) и эрозионно-палеогеоморфологического [17] экранирования. Влияние мегаблокового (включая древние шовные зоны) строения проявляется в поперечной (относительно простираения Северного краевого разлома) зональности Северного борта ДДА. Наряду с этим, следует учитывать дискордантную по отношению к докембрийскому (точнее – дорифейскому) структурно-тектоническому плану кон- и постседиментационную разломно-блоковую тектонику, включающую как формирование рифтогенных краевых нарушений, так и последующую их активизацию на рифтовом и пострифтовых этапах тектонической эволюции авлакогена.

Основные черты дизъюнктивной тектоники Северного борта ДДА

Формирование современной структуры ДДА в целом и его разломных тектонических зон в значительной мере связано с синрифтовыми (позднедевонскими) и пострифтовыми (кратковременными фазами растяжения в начале позднего визе, в середине серпуховского, на рубеже карбона и перми) разломами [15].

В пределах территории исследований разрывной структурой высшего ранга является Северный краевой разлом, к которому традиционно относят систему разрывных нарушений, контролирующих распространение девонских отложений. При учете только этого фактора в единый Северный краевой разлом объединялись разрывные нарушения, существенно отличающиеся по амплитуде, занимающие различное структурно-тектоническое положение и контролирующие разные геотектонические обстановки. Согласно результатам новейших тематических исследований, Северный краевой разлом представляет собой сложностроенную разрывную зону, которая имеет значительную ширину, сложное внутреннее строение и может рассматриваться как Северная шовная зона (СШЗ). Ее южной границей являются преимущественно наиболее амплитудные сбросы, контролирующие области резкого роста мощностей девонских комплексов и активного проявления соляного тектогенеза. Менее амплитудные сбросы, являясь спутниками главных разломов, распространены в областях постепенного ступенчатого погружения девонских отложений и контролируют разные зональные особенности строения этой зоны. Северная граница СШЗ контролирует появление в разрезе осадочного чехла девонских отложений.

При региональном северо-западном простираании СШЗ на многих участках наследует небольшие отрезки трасс разломов архейско-протерозойского заложения субмеридионального и субширотного простираания.

Наиболее контрастно граница девонского рифта выражена в северо-западной части территории исследований, где для прибортовой зоны ДДА характерны значительные

мощности девонских отложений и активное проявление соляного тектогенеза. Здесь эта граница выражена преимущественно одним высокоамплитудным разломом.

В секторе Северного борта, соответствующем центральной части ДДА, СШЗ представлена системой разломов, обусловленных ступенчатым погружением фундамента. Общая амплитуда погружения составляет 1,5–3 км. В узлах ее пересечения с субмеридиональными региональными разломами формируются структурные заливы. Каждый из них характеризуется структурно-тектоническими особенностями, свидетельствующими о специфике геодинамических и тектонофизических факторов формирования. Показательны в этом отношении наиболее крупные и четко выраженные Хухринский и Шевченковский структурные заливы.

В пределах Хухринского залива широко распространены согласные северо-западные сбросы, контролирующие отдельные ступени погружения фундамента. Вместе с тем сложная конфигурация южной границы СШЗ свидетельствует о существенном влиянии также субмеридиональных трендов активизации разрывных нарушений.

Наиболее сложным строением отличается Шевченковский залив, содержащий черты, характерные как для борта (развитие несогласных сбросов), так и для прибортовой зоны (наличие соленосной толщи девона). Юго-восточнее он переходит в Медвежанский залив, который характеризуется отсутствием проявлений девонского галогенеза.

Положение СШЗ в Северном Донбассе достоверно не закартировано, а определено только в двух точках, соответственно на профилях I₂₄9490 и ДОБРЕ. Трассирование его по материалам потенциальных методов затруднительно в связи с маскирующим эффектом системы альпийских надвигов.

На основном протяжении СШЗ как зоны сочленения верхнедевонского грабена и ВКМ в осадочном чехле до подошвы пермотриасовой пересажской толщи прослеживается разветвленная система нарушений, что свидетельствует о неоднократной активизации дизъюнктивной тектоники во время кратких фаз активизации рифтогенеза на фоне миогеосинклинально-синеклизного

этапа развития ДДА [15]. Все сказанное позволяет рассматривать ее как особую самостоятельную структуру сложного внутреннего строения, тот или иной вклад в формирование которой внесли разные этапы (стадии) тектоно-геодинамической эволюции, включая альпийский тектогенез в пределах Донбасса и его окраин (формирование надвигов в зоне сочленения ДСОС и ВКМ).

На позднедевонском этапе процессы растяжения происходили не только в пределах девонского рифта, но и в пределах Северного борта. Наиболее выразительными структурами растяжения, заложенными здесь на рифтовом этапе, является Федотовский и Гашиновский микрограбены.

Федотовский грабен выявлен в северо-западной части Северного борта, а примыкающий с севера к Шевченковскому заливу Гашиновский – в центральной. Проявление процессов растяжения на рифтовом этапе развития фиксируется также вдоль ряда субмеридиональных региональных разломов на отдельных участках Северного борта.

На каменноугольном этапе развития региона вследствие проявления кратковременных фаз пострифтового растяжения коры в пределах Северного борта произошли существенные перестройки. Были активизированы системы региональных разломов и их спутников дорифтового и рифтового заложения. С начала позднего визе произошло ускоренное погружение Северного борта, особенно пририфтовой зоны его центрального сегмента.

В современной структуре Северного борта, в его центральном секторе (Харьковский палеовыступ), суммарная мощность осадочных отложений практически равна мощности осадочных отложений в структурных заливах ДДА (Хухринский и Шевченковский), хотя представлены они разными по возрасту осадочными образованиями. Так, в Хухринском заливе присутствуют девонские комплексы, но отсутствуют отложения ранневизейско-турнейского возраста. В центральном секторе Северного борта отсутствуют девонские отложения, но есть турнейско-нижневизейские отложения и повышена мощность верхнего визе, что является свидетельством активного раннекарбонового прогибания этой зоны.

На фоне регионального северо-восточного погружения фундамента развиваются локальные структуры растяжения и раздвигания: террасы, флексуры, ступени с разным углом наклона поверхности КФ, микрограбены, локальные прогибы. Наиболее широкое развитие эти структуры приобретают в центральной пририфтовой части, где они представлены ступенями, локальными прогибами, микрограбенами.

Крупные ступени контролируются преимущественно продольными согласными и поперечными дизъюнктивными нарушениями. Локальные грабены ограничены встречно падающими сбросами – согласными и несогласными относительно главного падения пород. Большинство микрограбенов, сформированных в пострифтовые фазы растяжения, сопровождают наиболее важные структурообразующие разломы.

Как согласные, так и несогласные сбросы формировались одновременно с осадконакоплением, что подтверждается разной толщиной стратиграфических подразделений в приподнятых и погруженных крыльях. Они активно развивались до границы карбона и перми (карбона и триаса).

Как уже отмечалось многими исследователями, особого внимания среди дизъюнктивных нарушений в пределах Северного борта заслуживают несогласные сбросы, широко распространенные юго-восточнее Хухринского залива и играющие важную роль при экранировании залежей в песчаных коллекторах осадочного чехла.

Формирование несогласных сбросов может осуществляться в результате действия различных тектонических факторов и механизмов, что находит отражение в существовании различных представлений об их природе (работы И.В. Высочанского и других исследователей). Это самостоятельная проблема, требующая специального рассмотрения, что не входит в задачу авторов.

Таким образом, характерное для бортов континентально-рифтогенных НГБ многообразие проявлений дизъюнктивной тектоники как по генетическому типу и морфологии, так и по геодинамическому режиму, ориентировке, взаимоотношению с КФ и осадочным чехлом определяется двумя основными, независимыми, но в то же время

тесно взаимосвязанными факторами: а) асинхронным проградационным формированием краевых разломов и б) сложным гетерогенным строением КФ. Последний в пределах бортовых зон ДДА представляет собой ансамбль жестких гранитоидных блоков и линейментно-шовных сланцевых зон с разнообразными (по ориентировке, строению, генетическому типу, времени заложения и активизации, геодинамическому режиму) дизъюнктивными нарушениями. Доминирующее преобладание режима сжатия, свойственного в настоящее время континентальной земной коре [11, 12], в прошлом многократно нарушалось фазами растяжения. При этом, учитывая преобладание этого состояния на основном протяжении фанерозоя [12, 15], фазы его нарушения процессами растяжения имели геологически кратковременный (импульсный) характер и сопровождались интенсивной дилатансией пород КФ.

Основные черты тектоники Северного борта ДДА (в связи с прогнозированием его нефтегазоносности)

Резко выраженная гетерогенность фундамента в сочетании с асинхронно-проградационным импульсным формированием Северного краевого разлома и сформировавшейся на его основе СШЗ обусловили многообразие тектонических факторов нефтегазонакопления в КФ и осадочном чехле. Это выражается прежде всего в морфогенетическом разнообразии ловушек и наличии ряда разноориентированных трендов их распространения. При этом продольная тектоническая зональность, обусловленная сопутствующими рифтогенезу, формированию и последующим фазам активизации СШЗ, выражается в формировании трех зон: Мобильной, Относительно мобильной и Стабильной, существенно различных по толщине осадочного чехла, степени его и КФ пликтивной и дизъюнктивной дислоцированности (рис. 7). Наиболее полно эта зональность выражена в пределах центральной части Северного борта, а на его северо-западе она существенно упрощена. Со структурно-тектонической точки зрения эти зоны являются обрамлением

палеорифта (осевого грабена), а с геодинамической – отражением рифтогенеза ($D_3 - C_1t-v_1$) и пострифтогенного прогибания. Таким образом, тектоника Северного борта характеризуется суперпозицией продольной и поперечной (связанной с иерархично-блоковым строением КФ) зональностью.

Кроме того, она осложняется разнообразными косо- и диагональноориентированными нарушениями со значительной ролью сдвиговых смещений. В соответствии с этим двумя основными тектоническими факторами в пределах рассматриваемой территории выделяются Северо-западная,



Рис. 7. Обобщенная геодинамическая модель девонского и каменноугольного этапов развития северного сектора центральной части ДДА

Центральная и Юго-восточная области, каждая из которых характеризуется своими особенностями тектоно-геодинамической эволюции, строения и нефтегазоносности.

1. В пределах **Северо-западной области** влияние древней система разломов проявляется в виде многочисленных сдвигов и изломов простирания СШЗ под влиянием сдвигов меридионального направления. Сеть древних разломов имеет здесь относительно равномерный характер, расстояние между ними составляет около 40 км. Субмеридиональными системами региональных разломов докембрийского заложения определяется поперечная зональность этой части территории Северного борта ДДА. Среди субмеридиональных линеаментов наиболее четко в виде зоны микрограбенов проявляется Кременчугско-Крупецкий глубинный разлом.

Наиболее важными структурообразующими элементами субширотного простирания являются зафиксированный на Путивльской площади разлом и Ярошевско-Недригайловская тектоническая зона. Первый выражен миниграбеном субширотного простирания, который прослеживается на протяжении 20 км. Зона его сочленения с Кременчугско-Крупецким разломом, как и западное продолжение, остаются не изученными. Ярошевско-Недригайловская тектоническая зона представляет собой систему сбросо-сдвигов с сопутствующими им пликативными деформациями осадочного чехла.

Влияние процессов формирования и тектоно-геодинамической эволюции СШЗ в палеозое – мезозое проявилось здесь (как и на остальной территории Северного борта) в присутствии продольных зон: Относительно мобильной (с геодинамической точки зрения – зона влияния пострифтогенного прогибания, со структурно-тектонической – зона обрамления палеорифта), Недригайловской террасы, Путивльской локально-осложненной моноклинали (соответствует стабильной зоне).

Относительно мобильная зона является в этой части Северного борта наиболее подвижной и дислоцированной высокоградиентной зоной (60–70 км на 1 км), которая примыкает к краевому разлому и имеет ширину 20–25 км. Здесь доминирующей явля-

ется тектоника рифтового этапа развития ДДА. Нарушения в основном северо-западного простирания, четко подчиняются поведению краевого разлома, довольно разветвленные. В пределах выделенной Относительно мобильной зоны выделяются две подзоны – Федотовская (подзона развития Федотовского микрограбена девонского заложения) и Турутинско-Добрыневская (пририфтовая подзона повышенной тектонической активности). В пределах последней выявлено значительное количество положительных структурных форм, представленных преимущественно пологими террасами, экранированными разрывными нарушениями.

Путивльская локально осложненная моноклираль характеризуется небольшим градиентом наклона поверхности фундамента (от 15 до 30 км на 1 км). Доминируют разломы меридионально-широтного направления. Отметим, что при детальной сети наблюдений система разломов значительно усложняется (Восточно-Путивльская площадь).

Между Относительно мобильной зоной и Путивльской (стабильной) локально осложненной моноклиалью выделяется промежуточная зона шириной 10–12 км. Здесь наклон поверхности КФ по сравнению со стабильной зоной существенно возрастает. Наблюдаются дизъюнктивные нарушения обеих систем. В пределах этой промежуточной зоны локализуется самостоятельный структурно-тектонический элемент – Недригайловская терраса.

Следует подчеркнуть, что Северо-западная область Северного борта ДДА изучена преимущественно на зональном уровне. При более детальном изучении следует ожидать выявления более сложного характера проявления разрывной тектоники и, как следствие, более сложного структурно-тектонического районирования.

2. Главные структурно-тектонические черты **Центральной области Северного борта ДДА** сформированы под влиянием широтно-меридиональной (докембрийского заложения при неоднократно активизированной на последующих этапах), северо-западной (активно проявленной на этапе позднедевонского рифтообразования) систем. Значительную роль здесь также играла разрывная

тектоника, которая была обусловлена кратковременными фазами растяжения на пострифтовом этапе развития региона.

Ключевую роль в формировании структур и нефтегазоаккумуляции в данном секторе Северного борта ДДА играет продольная тектоническая зональность (рис. 7). Тектонически наиболее активной здесь является Мобильная зона, сопровождающая СШЗ. Морфологически эта зона представляет собой интенсивно дислоцированный погребенный уступ борта. С севера Мобильная зона в пределах Белгородско-Сумского мегаблока контролируется Губаревско-Харьковско-Печенежским региональным сбросом, который в районе Хухринского залива соединяется с основным сегментом СШЗ. В пределах Курско-Корочанского мегаблока Мобильная зона контролируется Сватовским сбросом.

Это наиболее изученная геолого-геофизическими исследованиями структурно-тектоническая область Северного борта. В ее пределах доказана нефтегазоносность фундамента и открыто значительное количество месторождений в осадочном чехле.

Выполненные в последние годы в ДГП "Укргеофизика" сводные структурные построения по реперным горизонтам осадочного чехла Восточного нефтегазоносного региона масштаба 1:200000 и вся совокупность материалов, полученных по результатам данных тематических исследований, позволили существенно конкретизировать представления об особенностях строения Мобильной зоны и тектоно-геодинамических закономерностей ее формирования. Согласно этим данным, она впервые выделяется как самостоятельная тектоническая структура, генетически связанная с активным проявлением кратковременных фаз пострифтового растяжения. Именно под их влиянием пририфтовая часть борта в каменноугольное время существенно изменилась. Так, если на начало каменноугольного времени между Хухринским и Шевченковским структурными заливами существовал выступ, выраженный в конфигурации Северного краевого разлома, то в современном тектоническом плане здесь фиксируются значительные мощности каменноугольных, прежде всего верхневизейских отложений.

Активизация рифтогенных разломов и пострифтовое прогибание в карбоне существенно расширило границы осадочного бассейна. В пределах Мобильной зоны сформировалось наложенное на фундамент плечо синеклизы. Это находит четкое отражение в мощностях осадочных отложений и в поведении изогипс на структурных картах по подошве осадочного чехла и по его реперным горизонтам. Простирание изогипс соответствует северной границе ДДВ, сформированной на пострифтовом (каменноугольном) этапе, и не конформно трассе Северного краевого разлома. Именно структурно-тектонический план раннекаменноугольного пострифтогенного прогибания определяет формирование и положение этой зоны, контролируя нефтегазоаккумуляцию в каменноугольных отложениях. Так, если на северо-западе значительное количество месторождений концентрируется в прибортовой зоне грабена, то уже на юго-восток от Хухринского залива возрастает их количество в пределах Мобильной зоны Северного борта, где активно проявились рифтогенные процессы в турне – раннем визе и последующее синеклизное прогибание. Это свидетельствует о смещении процессов интенсивного нефтегазоаккумуляции в Мобильную зону Северного борта.

По градиенту погружения поверхности фундамента, степени проявления тектонической активности, структурным особенностям в пределах Мобильной зоны выделены отдельные ступени.

Наибольшим градиентом погружения поверхности фундамента отличаются ступени пририфтовой зоны, которые характеризуются переходным строением с признаками тектонических черт прибортовой зоны ДДА. Выделенные в этой зоне ступени отличаются различной степенью проявления тектонической активности. Так, Мерефинская ступень характеризуется высокоградиентным моноклиальным погружением фундамента, а Платовская и Мирейская – высокоградиентным погружением фундамента, осложненным развитой системой краевых разломов. Сложным строением характеризуются ступени пририфтовой зоны, обрамляющие с севера и востока Шевченковский структурный залив (Гашиновский

грабен, Оливиновская ступень, Дуванская подзона). Здесь развита сложная система разломов. В Гашиновском грабене присутствуют отложения девона небольшой мощности.

Большую часть Мобильной зоны занимает тектонически активная ступень с широким развитием систем согласных, несогласных и поперечных сбросов, которые обусловили формирование сложной блоковой тектоники. Поверхность фундамента в ее пределах морфологически выражена выступами, прогибами, структурными террасами. В пределах этой зоны выделены подзоны, характеризующиеся сходными структурно-тектоническими элементами, но с различным градиентом погружения фундамента.

Между Хухринским и Шевченковским заливами (Белгородско-Сумский мегаблок) по этим показателям выделены Юльевская и Скворцовская, Коробочкинско-Борисовская и Роганско-Базильевская подзоны. Эти две пары подзон разграничены Капоновско-Безлюдовским прогибом, осложненным выступом в центральной части.

В пределах Корочанского мегаблока на основе указанных критериев выделены Плетневская, Дружелюбовская и Цветаевско-Токаревская подзоны. Как уже отмечалось, в его пределах степень проявления отдельных структурных элементов существенно выше, чем в пределах Белгородско-Сумского мегаблока. Заметно возрастает и амплитуда тектонических нарушений. На структурной карте поверхности фундамента отмечается гофрированный характер трасс несогласных сбросов и изменение простирания их с субширотного на северо-западное, что свидетельствует о влиянии линейных зон тектонической активизации докембрийских образований северо-западного простирания, характерных для Курско-Корочанского мегаблока.

Особым строением характеризуются северные и северо-восточные пограничные тектонические элементы Мобильной зоны. Они представлены Харьковско-Таганским микрограбеном и Кругляковско-Нестукаевским локальным прогибом.

В пределах Харьковско-Таганского микрограбена сформирована система субпараллельных несогласных сбросов, косоори-

ентированная относительно разломов, контролирующих данный микрограбен. Несогласные сбросы ограничивают целый ряд малоамплитудных положительных структур. Внутренняя структура микрограбена свидетельствует о влиянии сдвиговых дислокаций.

Кругляковско-Нестукаевский локальный прогиб сопровождается Сватовский сброс. Наиболее сложным строением отличается часть прогиба, характеризующаяся северо-восточным простиранием, в которой активно развиты как согласные, так и несогласные сбросы. Структурные осложнения, выявленные в пределах данного локального прогиба, являются также отражением влияния сдвиговых дислокаций.

Следующей региональной продольной ступенью в пределах центральной части Северного борта, которая отличается по уровню проявления тектонической активности, является Относительно мобильная зона, характеризующаяся умеренным (менее выраженным по сравнению с Мобильной зоной) влиянием фаз активизации.

На границе Мобильной и Относительно мобильной зон (между Хухринским и Шевченковским заливами) выделяется промежуточная структура – Губаревско-Харьковско-Печенежская шовная зона, представленная системой согласных сбросов. Наибольшей амплитудой среди них характеризуется Губаревско-Харьковско-Печенежский сброс, ограничивающий (с севера) распространение нижневизейских отложений. СШЗ в целом характеризуется тем, что вдоль сбросов на уровне подошвы осадочного чехла и в отложениях верхнего визе – верхнего карбона картируются структуры в виде структурных носов, гемибрахиантиклиналей, расположенных в опущенных крыльях сбросов и генетически с ними связанных.

Общей характеристикой Относительно мобильной зоны является наличие сравнительно густой сетки разрывных нарушений, в которой преобладают согласные кон- и постседиментационные сбросы северо-восточного и северо-западного направлений, реже субмеридиональные и субширотные, локализованные преимущественно в нижнем карбоне. Их протяженность – от первых до десятков километров. Амплитуды сбросов колеблются от 20 до 100 м. Несогласные сбросы на этом участке Северного

борта отмечены, по сравнению с согласными сбросами, в меньшем количестве. Они имеют в основном северо-восточную и субширотную, реже северо-западную ориентировку. В осадочном чехле эти сбросы прослеживаются до предмезозойской поверхности несогласия или до подошвы среднего карбона. Амплитуды сбросов обоих типов колеблются от 20 до 100 м. Относительно мобильная зона Центральной области Северного борта представляет собой моноклираль, осложненную локальными структурами, цепочка которых ориентирована по простиранию борта и контролируется трендом повышенного градиента погружения фундамента.

Существенные структурные осложнения отмечаются в области влияния Кременчугско-Крупецкого и Ворсклянского разломов, где, в частности, установлены признаки сдвиговой тектоники (значительное смещение зон локальных структур, их отворот и т. п.).

Мобильная и Относительно мобильная зоны занимают основную часть территории центральной части Северного борта, тогда как площадь Стабильной зоны здесь существенно сокращена по сравнению с северо-западной частью.

Важной особенностью геодинамики формирования Мобильной и Относительно мобильной зон является чередование зон сжатия и растяжения, которые проявляются в характере и интенсивности дислокаций осадочного чехла и КФ. По-видимому, эти процессы проградации рифтогенеза на северный борт имели волновой характер, что особенно ярко проявляется в тектонике и тектонофизике фундамента (рис. 8). При этом особый интерес представляют зоны сжатия, сопровождавшегося интенсивным дилатантным разуплотнением кристаллических пород.

3. Юго-восточная область Северного борта ДДА по своему тектоническому строению четко разделяется на зону Красноноречских сбросов и Старобельско-Миллеровскую моноклираль. По своему тектоническому строению этот сектор Северного борта ДДА можно рассматривать в какой-то мере как аналог Центральной области. По степени тектонической активности зону Красноноречских сбросов можно сравнить с Мобильной зоной, а Старобельско-Миллеровскую мо-

ноклираль – соответственно с Относительно мобильной зоной (благодаря наклонному залеганию сбрасывателей, зона Красноноречских сбросов на 1,5–2,5 км перекрывает Старобельско-Миллеровскую моноклираль, что свидетельствует о большом геодинамическом влиянии ДСОС, включая и фазы альпийского тектогенеза). Однако характер дизъюнктивной тектоники здесь кардинально меняется, что выражается в появлении сбросов Красноноречского типа и большой роли альпийского надвигообразования, а также в резком уменьшении роли несогласных сбросов. Вместе с тем данные прослеживания трендов развития рифов и других локальных палеогеоморфологических и тектонических структур [15] свидетельствуют о сдвиговых смещениях.

Граница между ними проходит по системе Красноноречских преимущественно конседиментационных согласных сбросов (с запада на восток кулисообразно расположены: Евгеньевский, Метелкинский, Аэропортовский, Красноноречский и Кружиловско-Ольховский), которые достаточно уверенно картируются по данным бурения и сейсморазведки.

На уровне нижнего карбона для сбросов характерно субвертикальное положение плоскостей сбрасывателей. В этой части разреза формируются антиклинальные формы, интенсивно разбитые разнонаправленными и разнотипными сбросами на мелкие блоки. Выше по разрезу, где углы падения плоскостей сброса приближаются к 45–60°, наблюдается развитие преимущественно антиклинальных конседиментационных складок, формирование которых связано с подводно-оползновыми процессами. Это сопровождается трансформацией и осложнением структурных планов с глубиной.

Виргация Красноноречских сбросов, в которой четко прослеживаются северо-западные и широтные направления, обусловила расчленение зоны на Евгеньевскую, Аэропортовско-Капитановскую, Лобачевско-Вергунскую, Кондрашевско-Марковскую структурно-тектонические подзоны, которые отличаются степенью дизъюнктивной раздробленности низов осадочной толщи и серпуховского разреза. Последняя максимальна в Аэропортовско-Капитановской и Лобачевско-Вергунской, значительно мень-

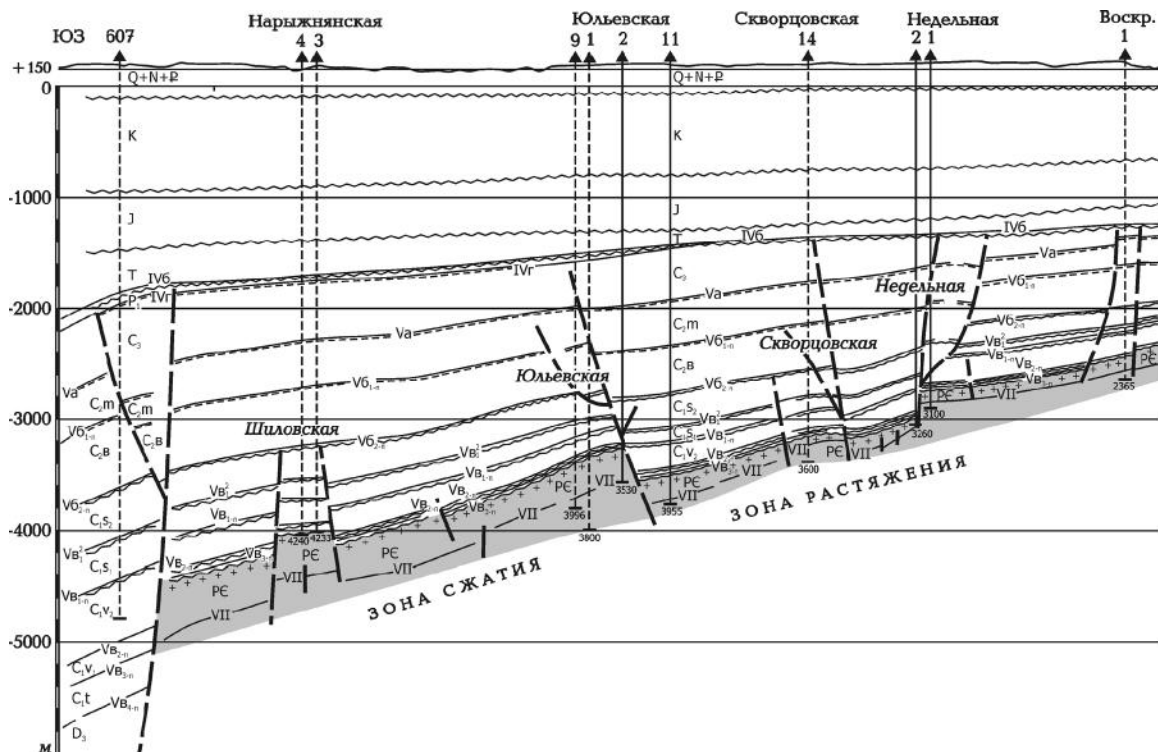


Рис. 8. Зоны сжатия и растяжения в фундаменте и ниже-, среднекаменноугольных отложениях Северного борта ДДА

ше – в Кондрашевско-Марковской и практически отсутствует в Евгеньевской подзоне. Последняя имеет особые структурно-тектонические характеристики и геодинамическую последовательность развития, что дает основания считать ее промежуточным звеном между Центральной и Юго-восточной областями Северного борта ДДА.

Специфическими структурно-тектоническими особенностями отличается примыкающий к надвигам Северного Донбасса южный сегмент зоны Краснорецких сбросов, где выделяются Крымская и Бурчакская структурно-тектонические подзоны. По своему строению они существенно различны. Крымская подзона, с ее поднадвиговой частью, интенсивно дислоцирована и нарушена (широкое распространение согласных и несогласных сбросов значительной амплитуды). Можно предположить, что Крымская подзона отвечает крупному поперечному выступу бортовой части. Бурчакская подзона по своему строению резко отличается от всей зоны Краснорецких сбросов как по тектоническим условиям, так и, возможно, по литологическому составу ниже-

каменноугольной толщи. Прежде всего это касается плотности и амплитуды тектонических нарушений и отсутствия уверенно оконтуренных локальных структур.

Старобельско-Миллеровская моноклираль по структурно-тектоническим признакам существенно отличается от зоны Краснорецких сбросов. Как уже отмечалось, по своим тектоническим условиям этот элемент может рассматриваться как аналог и восточное продолжение. Относительно мобильной зоны северо-западной и центральной частей Северного борта ДДА. Безусловно, здесь имеют место свои особенности, связанные с влиянием активных процессов складкообразования в смежном Донцеком складчатом сооружении как герцинского, так и альпийского этапов складчатости, а также с принципиально различными условиями осадконакопления и другими факторами. Интенсивность прогибания, напряженность пликативной и дизъюнктивной тектоники на Старобельско-Миллеровской моноклинали возрастают с запада на восток и с севера на юг, что связано со степенью геодинамического влияния ДСОС.

Западная часть Старобельско-Миллеровской моноклинали (Баранниковская подзона) характеризуется преимущественно наклонным моноклинальным залеганием низов осадочного чехла и практически не дислоцированным залеганием среднего карбона (за исключением Баранниковской структуры). Появление дизъюнктивных и пликативных деформаций зафиксировано при приближении к зоне Краснорецких сбросов. По предварительным результатам региональных исследований на севере территории, изученной сейсморазведкой, возможно развитие более активных тектонических условий, что проявляется в наличии достаточно амплитудных горстовидных поднятий на уровне фундамента и, соответственно, развитии над ними рифогенных (биогермных) образований и складок облекания в разрезе осадочного чехла.

Новоахтырско-Передельская подзона Старобельско-Миллеровской моноклинали характеризуется возрастающей интенсивностью дислоцированности, появлением четко выраженных несогласных сбросов. Для этой подзоны характерно развитие над тектоническими ступенями локальных конседиментационных, по-видимому, рифогенно-карбонатных объектов, которые сопровождаются складками облекания в башкирских отложениях. При этом степень их структурной выразительности возрастает в восточном направлении, и в районе Айдарской группы структур они приобретают четко очерченные антиклинальные формы амплитудой в первые десятки метров. Кроме того, развитие несогласных субмеридионального простираения сбросов позволяет ожидать наличие ловушек УВ в разрезе нижнего и среднего карбона. При этом все они имеют прямую или косвенную связь со структурными формами поверхности докембрийских образований.

В Мигринской подзоне тектонические условия на уровне фундамента и надфундаментной толщи еще более усложняются. Здесь фиксируется раздробленность на малоразмерные блоки, ограниченные многочисленными разнонаправленными малоамплитудными сбросами несогласного и согласного типов. Такая блокировка надфундаментной толщи в той или иной мере содействовала формированию в разрезе

серпуховского и башкирского ярусов разнотипных (но в основном конседиментационных) складок амплитудой в первые десятки метров, с которыми связан ряд открытых здесь месторождений.

Ольшичный структурный залив выделен в юго-восточной части Старобельско-Миллеровской моноклинали. С севера он ограничен одноименным сбросом, а с юга – зоной Краснорецких сбросов. По условиям осадконакопления и по морфологии локальных структур он существенно отличается от моноклинали Северного Донбасса. По-видимому, соответствующий юго-восточный сегмент Старобельско-Миллеровской моноклинали в тектоно-геодинамическом отношении имеет переходный характер. Об этом свидетельствует сходство Ольшичного сброса с Краснорецкими сбросами. И по строению базальных слоев осадочного чехла данный сегмент также близок к зоне Краснорецких сбросов.

Следует подчеркнуть, что при трассировании Северо-Донецкого и Марьевского надвигов прослеживаются те же северо-западные и широтные направления, что и в виргации Краснорецких сбросов, что свидетельствует о неоднократной активизации этих систем разломов. Кроме того, учитывая соотношение разломов субширотного простираения в пределах зоны Краснорецких сбросов и Старобельско-Миллеровской моноклинали, можно предположить, что разлом, включающий Краснорецкий и Метелкинский сбросы, является сбросо-сдвигом. Именно к этой зоне приурочено значительное количество месторождений УВ.

На неизученной сейсморазведкой северной части территории, которая пока выделяется как Преимущественно пассивная зона, по данным электроразведки (со снятым региональным фоном) выделены Айдарский, Марковский, Старобельский, Восточно-Старобельский, Деркульский выступы и Каровская, Дуванская, Беловодская впадины.

Выводы

1. Южный склон ВКМ (включая зону его сочленения с верхнедевонским палеорифтом) на современном уровне геолого-геофизических исследований и в свете известных

закономерностей континентального рифтогенеза может рассматриваться как тектонотип бортов (плечей) авлакогенов, с которыми в ряде НГБ связаны зоны интенсивного нефтегазонакопления на небольших и средних (менее 4 км) глубинах.

2. В отличие от океанических рифтов, при формировании которых рифтинг неразрывно связан со спредингом, континентальные рифтогены формируются при асинхронном раскалывании фундамента, которое инициируется при возникновении декомпрессионных тектоно-магматических структур в узлах пересечения с глубинными разломами других направлений. Поэтому формирование краевых разломов континентальных (палео)рифтов имеет проградационный характер. В сочетании с формационной и тектонофизической гетерогенностью фундамента это обуславливает дискретность (сегментацию) и извилистость трасс краевых разломов, наличие ряда бортовых выступов (структурных "мысов") и впадин (структурных "заливов"), наличие резонансных тектонических структур – разнообразных проявлений тектономагматогенной тектоники (включая микрограбены, тектоно-магматогенные структуры центрально-кольцевого типа и др.).

3. Геодинамическая специфика континентального рифтогенеза наиболее ярко проявляется в закономерностях формирования краевых разломов (палео)рифта. Весьма показательна в этом отношении система краевых разломов ДДА в зонах сочленения верхнедевонского палеорифта с ВКМ и УЩ. В отличие от океанических рифтов, Северный и особенно Южный краевые разломы четко сегментированы. При этом сегменты имеют не прямолинейный, как у океанических рифтов (сегментированных сдвиговыми смещениями по трансформным разломам), а неправильно-криволинейный дугообразный характер.

4. В соответствии с указанным проградационным (с ЮВ на СЗ) механизмом формирования краевых разломов ДДА плотность оперяющих их разрывов резко варьирует по простиранию, образуя области резко повышенной и пониженной интенсивности раздробленности КФ. При этом очаги их сгущения тяготеют к определенным участкам сегментов краевых разломов.

5. Затухание краевого разломообразования на рубеже девона и карбона, равно как и последующие кратковременные фазы его активизации в позднем палеозое, мезозое и кайнозое, происходило также асинхронно, причем в направлении, обратном их заложению, проградации и активизации (с северо-запада на юго-восток).

6. Морфогенетическое многообразие типов ловушек (залежей), свойственное континентально-рифтогенным бассейнам, существенно возрастает при взаимодействии краевого разломообразования с формационно- и петрофизически-гетерогенным субстратом, на котором формируются континентальные рифты. Для прогноза нефтегазоносности бортов авлакогенных бассейнов эта гетерогенность играет особую роль.

7. Северный борт характеризуется большим морфогенетическим разнообразием разрывных нарушений, играющих различную роль в формировании тектонически экранированных ловушек. Благодаря преобладающему режиму сжатия, особенно интенсивно проявляющемуся на нео- и актуотектоническом этапах, здесь широко распространены сдвиговые смещения по различным системам нарушений и разные реверсные разломы. Поэтому благоприятные условия тектонического экранирования здесь должны быть распространены гораздо шире и не ограничиваться несогласными сбросами.

8. Архейско-нижнепротерозойский КФ характеризуется иерархически-блоковым строением. Наличие трех мегаблоков, разделенных зеленокаменными структурами, обусловило четкую поперечную (по отношению к простиранию ДДА) зональность Северного борта, который разделяется на Северо-западную, Центральную и Юго-восточную области, существенно различные по тектоно-геодинамическим условиям нефтегазонакопления и соответствующим прогнозно-поисковым критериям нефтегазоносности.

9. Наряду с поперечной мегаблоковой зональностью, Северный борт характеризуется и продольной тектонической зональностью, обусловленной позднедевонским рифтогенезом и последующим миогеосинклинально-синеклизным прогибанием (с не-

однократной активизацией краевых разломов). Наиболее важной структурно-фациальной зоной продольной зональности является зарифтовая, ограниченная с юга краевым разломом Мобильная зона, которая отличается от остальной части борта повышенными мощностями осадочного чехла, признаками более интенсивной тектонической дислоцированности фундамента и осадочного чехла, литогеодинамическими индикаторами проявления позднепалеозойских и мезозойских фаз активизации рифтогенеза и его проградации на борт. Наиболее ярко указанные тектоно-геодинамические особенности Мобильной зоны проявляются в Центральной и Юго-восточной областях Северного борта.

10. Мобильные зоны отличаются от остальной части территории Северного борта повышенной плотностью разведанных запасов и прогнозных ресурсов УВ, ведущей ролью тектоно-геодинамических факторов формирования залежей нефти и газа, интенсивными проявлениями очагово-гипогенного разуплотнения КФ (именно в Центральном и Юго-восточном сегменте данной зоны установлена промышленная нефтегазоносность фундамента). Перспективы остальной части территории Северного борта в большей мере связаны с ловушками, в формировании которых значительную или ведущую роль играют палеогеоморфологические (палеоруслы, песчаные аккумулятивные тела, биогермы, останцы кор выветривания) и дизъюнктивно-тектонические (сдвиговые деформации, экранированные несогласными сбросами и т. п.) факторы.

Список литературы

1. Айзберг Р. Е., Гарецкий Р. Г., Синичка А. М. Сарматско-Туранский линеймент земной коры // Проблемы теоретической и региональной тектоники. – М.: Наука, 1971. – С. 35–40.
2. Атлас геологического строения и нефтегазоносности Днепровско-Донецкой впадины. – Киев: ГКП ЦТЭ, 1981. – 190 с.
3. Гавриш Б. К. Глубинные разломы, геотектоническое развитие и нефтегазоносность рифтогенов. – Киев: Наук. думка, 1974. – 158 с.
4. Геология и нефтегазоносность Днепровско-Донецкой впадины. Глубинное строение и геотектоническое развитие / Гавриш В. К., Забелло Г. Д., Рябчун Л. И. и др. – Киев: Наук. думка, 1989. – 208 с.
5. Гордиенко В. В., Тарасов В. Н. Современная активизация и изотопия гелия территории Украины. – Киев: Знания, 2001. – 101 с.
6. Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. – Л.: Недра, 1977. – 247 с.
7. Ермаков И. М., Лукин А. Е., Турчаненко Н. Т. Додевонский грабен Днепровско-Донецкого авлакогена // Докл. АН УССР. – 1988. – № 3. – С. 10–13.
8. Континентальные рифты. – М.: Мир, 1981. – С. 431–445.
9. Континентальный и океанский рифтогенез / Ред. Ю.М. Пушаровский. – М.: Наука, 1985. – 222 с.
10. Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры по измерениям в горных выработках и геофизическим данным // Проблемы теоретической и региональной тектоники. – М.: Наука, 1971. – С. 238–253.
11. Кропоткин П. Н. Тектонические напряжения в земной коре // Геотектоника. – 1996. – № 2. – С. 3–15.
12. Кропоткин П. Н., Ефремов В. Н., Макеев В. М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. – 1987. – № 1. – С. 3–24.
13. Леонов М. Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей геотектоники. – М.: Науч. мир, 2001. – С. 91–154.
14. Леонов Ю. Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы, решения // Геотектоника. – 2001. – № 2. – С. 3–16.
15. Лукин А. Е. Литогеодинамические факторы нефтегазоаккумуляции в авлакогенных бассейнах. – Киев: Наук. думка, 1997. – 225 с.
16. Лукин А. Е. О геодинамически обусловленных различиях в изотопном составе водорода нефтей и конденсатов нефтегазоносных регионов Украины // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369, № 3. – С. 351–353.
17. Лукин А. Е. О перспективах нефтегазоносности эрозионных форм палеорельефа в Днепровско-Донецкой впадине // Геология и нефтегазоносность западных областей европейской части СССР. – М.: Недра, 1974. – С. 79–84.
18. Лукин А. Е., Алексеева Л. П., Котляр О. Е. Новые данные о распространении семилукско-

- го горизонта в Днепровско-Донецком авлакогене // Геол. журн. – 1983. – № 3. – С. 120–123.
19. Лукин А. Е., Владимиров А. С., Ермаков И. М., Турчаненко Н. Т. Проблема додевонского рифтогенеза в Днепровско-Донецком авлакогене // Геотектоника. – 1992. – № 2. – С. 30–46.
 20. Лукин А. Е., Шпак П. Ф. Глубинные факторы формирования Припятско-Днепровско-Донецкой системы нефтегазоносных бассейнов // Геол. журн. – 1991. – № 5. – С. 27–38.
 21. Лукін О. Ю. Девон Дніпровсько-Донецького авлакогену (тектоно-седиментаційні комплекси, формації, генетичні типи відкладів та літогеодинаміка) // Там же. – 2006. – № 2–3. – С. 26–47.
 22. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. – М.: Недра, 1976. – 278 с.
 23. Мирлин Е. Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. – М.: Недра, 1985. – 250 с.
 24. Планета Земля: Энциклопедический справочник: Тектоника и геодинамика. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 651 с.
 25. Поляк Б. Г. Спрединг и рифтогенез – изотопно-гелиевая специфика // Геотектоника. – 2004. – № 6. – С. 19–32.
 26. Разваляев А. В. Эндогенные режимы, предшествующие рифтогенезу // Там же. – 1979. – № 6. – С. 32–41.
 27. Соллогуб В. Б., Бородулин М. А., Чекунов А. В. Глубинные структуры Донбасса и сопредельных районов // Геол. журн. – 1977. – № 2. – С. 23–31.
 28. Толковый словарь английских геологических терминов – М.: Мир, 1978. – Т. 1. – 586 с.; Т. 2. – 588 с.; Т. 3. – 590 с.
 29. Хаин В. Е. Основные проблемы современной геологии. – М.: Науч. мир, 2003. – 346 с.
 30. Шатский Н. С. Избранные труды. – М.: Наука, 1964. – Т. 2. – 720 с.
 31. Cary S. The tectonic approach to continental drift // Continental drift. Symp. Hobart, University of Tasmania. – 1958. – P. 91–105.

¹ Ин-т геол. наук НАН Украины,
Киев
E-mail: ukrnigri@mail.cn.ua
² "Укргеофизика", Киев

Статья поступила
26.07.12